



BETTINA GEHRKE

ZUSAMMENSETZUNG UND VERTEILUNG DER LITHOGENEN FEINFRAKTION IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES MITTELATLANTISCHEN REYKJANES RÜCKENS (59°N)

TONMINERALE ALS INDIKATOREN FÜR LIEFERGEBIETE, TRANSPORTMECHANISMEN UND ABLAGERUNGSPROZESSE

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
zum Druck genehmigt am 10.7.1996

Redaktion der Reihe: Gerhard Haass

Managing Editor: Gerhard Haass

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
Wischhofstr. 1-3
D - 24148 Kiel
Tel. (0431) 600-2555, 600-2505

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Wischhofstr. 1-3
D - 24148 Kiel
Tel. (49) 431 / 600-2555, 600-2505

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung

Abstract

I	Einführung	
.1	Der mittelozeanische Reykjanes Rücken als Sedimentationsraum	1
.2	Kenntnisstand und offene Fragen	2
.3	Aufgabenstellung	3
II	Grundlagen	
.1	Lage des Arbeitsgebietes, Physiographie des Reykjanes Rückens und Sedimentverteilung	5
.2	Ozeanographie	8
III	Material und Methoden	
.1	Material und Probenahme	11
.2	Korngrößenbestimmungen	13
.3	Röntgendiffraktometrie - Mineralidentifizierung in der Tonfraktion	13
.4	Stratigraphie und Zeitkontrolle	18
IV	Ergebnisse	
.1	Zusammensetzung und Verteilung der Oberflächensedimente	20
.1.1	Allgemeine Sedimentbeschreibungen.....	20
.1.2	Korngrößen-Verteilungen	22
.1.3	Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion	25
.1.3.1	Mineralidentifizierung	25
.1.3.2	Räumliche Verteilung der Minerale in der Tonfraktion	25
.2	Zusammensetzung der Sedimentkerne	
.2.1	Stratigraphische Einstufung der Sedimente	33
.2.2	Allgemeine Sedimentbeschreibung	33
.2.3	Korngrößen-Verteilungen	35
.2.4	Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion	39
.2.5	Darstellung von Mineralverhältnissen.....	44
.2.5.1	Smektit:Illit-Verhältnisse	44

.2.5.2 Quarz:Plagioklas-Verhältnisse	47
.2.6 Verteilung von Mineralen der Smektit-Gruppe	49
.2.7 Kristallinität der Smektit-Mineralen	51
.2.8 Illit-Kristallinität (HHB) und Esquevin-Indices	53
 V Interpretation und Diskussion	
.1.1 Terrigener Eintrag - Tonminerale als Signalträger für Verwitterung, Liefergebiet und Klima	56
.1.2 Eintrags- und Transportmechanismen der feinkörnigen terrigenen Sedimente	59
.1.3 Sortierung der feinkörnigen Sedimente - Abbild von Materialeintrag und Strömungsregime	60
.2 Veränderlichkeit der Sediment-Verteilung am Reykjanes Rücken: Räumliche Differenzierungen	62
.2.1 Korngrößen-Verteilungen in den Oberflächensedimenten - Hinweise auf Materialeintrag und Strömungsregime am Reykjanes Rücken	62
.2.2 Verteilung der Minerale in der Tonfraktion - Liefergebiete und Transportmechanismen	63
.2.2.1 Regionale Tonmineral-Verteilung	64
.2.2.2 Tonmineral-Verteilung am Reykjanes Rücken - Lokale Differenzierungen	66
.3 Veränderungen der Sedimentation am Reykjanes Rücken im späten Quartär - Liefergebiete und Transportmechanismen in den letzten 70.000 y	68
.3.1 Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (hier: 68.000-59.000 y)	68
.3.2 Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (59.000-27.000 y)	72
.3.3 Sauerstoff-Isotopenstadium 2 und Termination I a (27.000-10.000 y)	74
.3.4 Sauerstoff-Isotopenstadium 1 (< 10.000 y)	77
.4 Tonmineralverteilung am Reykjanes Rücken und globale Klimaschwankungen	80
 VI Ableitungen	83
VII Dank	86
VIII Literatur	88
IX Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen	100
Datenanhang	

Der Datenanhang zur Arbeit kann in der Bibliothek des GEOMAR Forschungszentrums,
Wischhofstr. 1-3, D-24148 Kiel, eingesehen werden.

Die Natur kennt das große Geheimnis
und lächelt.

(Victor Hugo)

Kurzfassung

Mit Hilfe von Tonmineral-Verteilungen und Korngrößen-Analysen werden Veränderungen der Sedimentationsbedingungen, der Ablagerungsgeschichte und der Paläozeanographie am mittelozeanischen Reykjanes Rücken (59°N) während der letzten 70.000 Jahre rekonstruiert.

Die rezenten Sedimente sind durch hohe Konzentrationen von Smektit- und Wechsellagerungsmineralen gekennzeichnet. Die Smektite stammen aus der Verwitterung vulkanischer Gesteine auf Island, die Wechsellagerungsminerale werden durch Umbildung von Schichtsilikaten im Europäischen Nordmeer gebildet. Diese Sedimentzusammensetzung zeigt den starken Einfluß von ISOW (Iceland Scotland Overflow Water) auf die Sedimente am Reykjanes Rücken an. Tiefenströmungen des ISOW werden durch thermohaline Konvektion im Europäischen Nordmeer gebildet.

In der Zusammensetzung und Verteilung der feinkörnigen Sedimente sind deutliche räumliche und zeitliche Variationen abgebildet.

Räumliche Differenzierungen "erster Ordnung" am Reykjanes Rücken ergeben sich während des Transports mit dem ISOW. Dabei wird ein großer Teil der Suspensionsfracht, vor allem der Smektit-Mineralen, schon auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens abgelagert. Räumliche Differenzierungen "zweiter Ordnung" ergeben sich durch die Morphologie des Reykjanes Rückens bei 59°N. Auf Grund der ausgeprägten topographischen Bedingungen finden lokale Umlagerungsprozesse statt. Illite (und Quarz) werden in exponierten Lagen relativ angereichert. Smektite und Wechsellagerungsminerale werden dagegen durch 'winnowing' abgetragen und in den geschützten Beckenbereichen akkumuliert.

Deutliche Veränderungen in der Tonmineral-Verteilung sind in der zeitlichen Abfolge zu erkennen. In den glazialen Sedimenten geht der Anteil der Smektite und Wechsellagerungsminerale generell zurück. Die Anteile von Illit, Chlorit und Kaolinit (Quarz, Kalifeldspat) steigen in dieser Zeit deutlich an. Diese Minerale entstehen bei der Verwitterung metamorpher und sedimentärer paläozoischer Gesteine (Grönland, Laurentischer Schild) und werden durch Eisdrift in das Untersuchungsgebiet eingetragen.

Während im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 noch ozeanische Bedingungen ähnlich den heutigen Verhältnissen angedeutet sind, ist die Sedimentation im späten Sauerstoff-Isotopenstadium 4 durch zunehmende Eisbergdrift gekennzeichnet.

In den Sauerstoff-Isotopenstadien 3 und 2 weisen kurzperiodische Schwankungen der Sedimentparameter auf instabile ozeanische Verhältnisse hin, wobei Variationen im Zustrom von Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer angedeutet sind. Die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen während Zeiten erhöhter Eisbergvorstöße (z.B. während der 'Heinrich-Ereignisse') kann auf eine Reduktion bzw. auf eine Einstellung des Zustromes von thermohalinen Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer auf Grund von Schmelzwasserüberschichtungen zurückgeführt werden. Ein erneutes Auftreten von Wechsellagerungsmineralen und ein Wiederanstieg der Smektit-Konzentrationen unmittelbar anschließend an diese Schmelzwasser-Ereignisse deuten auf ein rasches Wiedereinsetzen der thermohalinen Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer hin.

Der lineare Anstieg der Smektit-Konzentrationen und das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen deuten auf einen konstanten Zustrom von Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer seit dem Ende von Termination I a (15.000 Jahre BP) hin.

Die Grenze von Pleistozän zum Holozän (10.000 Jahre BP) ist durch einen markanten Anstieg der Smektit-Konzentrationen und dem konzentrierten Auftreten von Wechsellagerungsmineralen gekennzeichnet. Dieser deutliche Anstieg wird durch eine vollständige Ausbildung der Tiefenwasserkonvektion im Europäischen Nordmeer verursacht. In den holozänen Sedimenten dominieren Smektit- und Wechsellagerungsminerale. Es zeichnen sich jedoch auch hier kurzperiodische Schwankungen in der Verteilung der Tonminerale ab. Horizonte mit geringen Smektit-Konzentrationen und gleichzeitig ansteigenden Illit-Konzentrationen sind nahezu alle 1.000 Jahre zu erkennen. Dieses Ergebnis deutet auf kurzperiodische Klimaschwankungen auch während des Holozäns hin.

Die in dieser Arbeit nachgewiesenen Schwankungen der Smektit- und Illit-Konzentrationen am Reykjanes Rücken während der letzten 70.000 Jahre zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem Verlauf der Sauerstoff-Isotopenkurven der Grönländischen Eiskerne (GRIP). Die Tonmineralverteilung am mittelatlantischen Reykjanes Rücken reflektiert demzufolge ein hoch-auflösendes Abbild globaler Klimaschwankungen.

Zusammenfassend läßt sich schließen, daß die terrigenen Tonminerale als Indikatoren für Liefergebiete und Transportprozesse in den letzten 70.000 Jahren gut geeignet sind.

Abstract

Variations in sedimentation patterns, depositional history as well as paleoceanography on the mid-Atlantic Reykjanes Ridge (59°N) during the last 70,000 years were reconstructed with the aid of clay mineral and grain-size analysis.

Recent sediments of the mid-Atlantic Reykjanes Ridge are characterized by both high concentrations of smectite as well as high concentrations of mixed-layer-minerals. The former mineral is considered to be derived from weathering of Icelandic volcanic rocks, while the latter was formed by alteration of sheet-silicates from the Norwegian-Greenland Sea. This specific composition clearly indicates that the ISOW (Iceland Scotland Overflow Water) was the main agent of transport for the sediments found on the ridge. The ISOW was generated by thermohaline deep-water convection in the Norwegian-Greenland Sea.

The composition and distribution of the fine-grained sediments reflect distinct spatial and temporal variations.

"First order" spatial variations in sediment distribution on the Reykjanes Ridge occur during transport with ISOW. A large proportion of fine-grained sediments (mainly smectite-minerals) are deposited rapidly on the SE-flank of the Reykjanes Ridge.

"Second order" spatial differences in sediment distribution are caused by the morphology of the Reykjanes Ridge at 59°N. Owing to the topographic conditions sorting processes occur locally. Illite and quartz were relative enriched in exposed areas. Smectite- and mixed-layer-minerals, however are transported from exposed areas by winnowing and subsequently accumulating in neighbouring basins.

The distribution of clay minerals reflects distinct temporal variations. The concentrations of smectite and mixed-layer-minerals showed a general decrease during the last glacial. The concentrations of illite, chlorite and kaolinite, however, showed a distinct increase during the same time. These minerals were derived from weathering of metamorphic and sedimentary Paleozoic rocks (Greenland, Laurentice Shield) and transported into the North Atlantic by ice-rafting.

The oceanographic conditions during early oxygen-isotopic stage 4 were similar to today. In late stage 4, however, sedimentation was characterized by an increase of ice-drift.

Short-term variations in the sedimentary patterns during oxygen isotopic stages 3 and 2 reflect unstable oceanic conditions, indicating fluctuations in deep-water currents originating in the Norwegian Greenland Sea. The absence of mixed-layer-minerals during times of high iceberg-discharge (for example during Heinrich-events) might indicate reduction or cessation of thermohaline deep-water currents from the Norwegian-Greenland Sea, caused by meltwater caps. The reoccurrence of mixed-layer-minerals and increasing amounts of smectite directly following the meltwater-events point to a rapid recirculation of thermohaline deep-currents from the Norwegian-Greenland Sea.

The linear increase of smectite as well as the appearance of mixed-layers indicate a constant input of deep-water currents from the Norwegian-Greenland Sea since Termination I a (15,000 years BP).

The beginning of the Holocene (10,000 years BP) is characterized by a remarkable increase in the concentrations of smectite- and mixed-layer minerals. This increase is caused by the restoration of deep-water convection in the Norwegian-Greenland Sea. Smectite- and mixed-layer-minerals dominate the clay mineral-suite in Holocene sediments. However, short-term variations in the distribution of these minerals have also been reported. Distinct horizons of low smectite-concentrations and corresponding high illite-concentrations were found approximately every 1,000 years. This result confirms short-term fluctuations throughout the holocene.

The variation of smectite and illite concentrations on the Reykjanes Ridge during the last 70,000 years reported in this study correspond well with the oxygen isotopic data of Greenland ice cores (GRIP). The sediment distribution on the mid-Atlantic Reykjanes Ridge can thus reflect a high-resolution regional picture of global climatic change.

Terrigenous clay minerals are useful indicators to determine source areas and transport processes.

I Einführung

I.1 Der mittelozeanische Reykjanes Rücken als Sedimentationsraum

Mittelozeanische Rücken (MOR) bilden ein zusammenhängendes, meist untermeerisches Gebirgssystem, das mit ungefähr 70.000 km Länge einen großen Teil des Ozeanbodens ausmacht. Die mittelozeanischen Rücken üben als topographische Barrieren einen großen Einfluß auf das ozeanische Zirkulationssystem aus und beeinflussen somit die Richtung und Intensität von Tiefenströmungen (Lupton & Edmond 1990) und damit auch die Zusammensetzung und Verteilung der marinen Sedimente.

Der mittelozeanische Reykjanes Rücken südlich Islands ist eine der wichtigsten Strukturen im Nordatlantik und beeinflußt die Richtung und Intensität der Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer. Der Reykjanes Rücken bei 59°N ist durch gestaffelt angeordnete "en echelon" "aktive vulkanische Rücken" (AVR) charakterisiert (Lackschewitz et al., in Druck ^{a)}). Die AVR üben auf Grund ihrer räumlichen Anordnung und ihres Anstieges bis in Wassertiefen von nur noch 1000 m einen starken Einfluß auf Tiefenströmungen und Sedimentationsprozesse aus. Anschließend an diese Strukturen sind auf beiden Rückenflanken weiträumige Depressionen (ca. 1800 m Wassertiefe) ausgebildet.

Die stark differenzierten morphotektonischen Strukturen des Reykjanes Rückens bei 59°N verursachen eine hohe Variabilität der Sedimentverteilung, d.h. es kommen in einem eng begrenzten Raum stark strömungsbeeinflusste Gebiete neben Akkumulationsgebieten vor.

Der Reykjanes Rücken ist auf Grund der hohen Sedimentationsraten von bis zu 60 cm/ky (Grousset et al. 1982, Kuptsov & Barteneva 1988) und geringer Spreizungsraten (2 cm/y) (Kuznetsov et al. 1985) für die Untersuchung von Sedimentationsprozessen und deren kurzfristige Änderungen besonders geeignet. Die Sedimente am Reykjanes Rücken setzen sich aus biogenen, vulkanogenen und terrigenen Komponenten zusammen (Horowitz 1974, Parra 1982, Kuptsov & Barteneva 1988). Während die vulkanogenen Komponenten vulkanische Aktivitäten anzeigen können, sind die biogenen Komponenten als Indikatoren für Veränderungen der Wassermassen geeignet. Die terrigenen Komponenten (Tonminerale,

Feldspäte (Plagioklas), Quarz) reflektieren die Verwitterungsbedingungen der umgebenden Festländer und erlauben Rückschlüsse auf Transport- und Umlagerungsprozesse. Insbesondere die Tonminerale stellen im Hinblick auf Verwitterungsabläufe und Transportprozesse 'Endprodukte' von Sedimententwicklung dar (Heim 1990) und können als Indikatoren für Liefergebiete und klimatische Änderungen verwendet werden (Millot 1970, Stoffers & Müller 1972 u.a.). Die Art und Menge der Tonminerale und der Grad der Kristallinität sind abhängig vom Ausgangsgestein und von den klimatischen Verhältnissen und spiegeln die Intensität der terrestrischen Verwitterung wider (Biscaye 1965, Gorbunova 1976, Singer 1984, Gingele 1992, Naidu et al. 1995). Die Verbreitung von Tonen im marinen Bereich reflektiert auch klein- und großregionale Strömungsverhältnisse (Heim 1990).

I.2 Kenntnisstand und offene Fragen

Auf Grund der vorherrschenden Verwitterungsbedingungen wurden Illit und Chlorit als die dominierenden Tonminerale im Nordatlantik (Biscaye 1965, Griffin et al. 1968, Windom 1976) und im Europäischen Nordmeer (Berner 1991) nachgewiesen. In den Sedimenten am südöstlichen Reykjanes Rücken und im Island Becken haben Parra (1982) und Grousset et al. (1982) hohe Gehalte von Smektit aus der Verwitterung von vulkanischem Detritus von Island und den Färöer-Inseln gefunden. Der Sedimenttransport am Reykjanes Rücken findet rezent hauptsächlich durch Tiefenströmungen von im Europäischen Nordmeer gebildeten Tiefenwasser statt (Worthington & Volkmann 1965, Ruddiman 1972, Ruddiman & Bowles 1976). Im Holozän erfolgte der Eintrag der Smektite nach Grousset et al. (1982) hauptsächlich durch Turbiditströme vom isländischen Schelf und durch die im Europäischen Nordmeer generierten Tiefenströmungen (Grousset & Chesselet 1986). Illit, Chlorit und Kaolinit werden im Holozän zum einen durch Bodenströmungen (Grousset et al. 1982) und zum anderen durch äolischen Einfluß eingetragen (Grousset & Chesselet 1986).

Nach Grousset et al. (1982) und Parra (1982) war der Eintrag von Smektit-Mineralen im letzten Glazial auf Grund der postulierten Eisbedeckung im Europäischen Nordmeer (Kellogg 1977, 1980, Duplessy et al. 1988) und dem daraus resultierenden Rückgang der Tiefenströmungen auf Umlagerungsprozesse durch Turbiditströme beschränkt. Die Minerale Illit, Kaolinit, Chlorit und Quarz werden im Glazial vorwiegend durch Eis eingetragen (Grousset et al. 1982, Parra 1982).

In neueren Untersuchungen konnte jedoch nachgewiesen werden, daß auch im letzten Glazial ein Austausch zwischen Europäischem Nordmeer und Nordatlantik durch Oberflächen- und Tiefenströmungen stattgefunden hat (Weinelt 1993, Sarnthein et al. 1994, Sarnthein et al. 1995, Jung 1996). Die Verteilung der Minerale Smektit und Illit im Nordatlantik zeigt deutliche Bezüge zu Klimaänderungen, bzw. zu Änderungen in der ozeanischen Zirkulation (Grousset et al. 1982, Parra 1982, Cremer et al. 1989, Nagel et al. 1996). Aus der Verteilung dieser Tonminerale können sich demzufolge Rückschlüsse auf Änderungen der Liefergebiete, der Transportvorgänge und der Tiefenströmungen ergeben. Aussagen über die Intensität von Tiefenströmungen lassen sich weiterhin aus der Korngrößen-Verteilung der Sedimente machen, da diese ein Zusammenspiel von Sedimentzufuhr und Strömungsintensität abbilden.

I.3 Aufgabenstellung

Ziel dieser Arbeit ist es, auf Grund der räumlichen Verteilung der Tonminerale und mit Hilfe von Korngrößen-Verteilungen Aufschluß über Ablagerungs- und Umlagerungsprozesse am Reykjanes Rücken zu erhalten, d.h. es sollen Wechselwirkungen zwischen Sedimenteintrag, Morphologie und Geodynamik am MOR untersucht werden. Dabei soll folgenden Fragen nachgegangen werden:

- Welche Minerale treten in den subrezentem Sedimenten auf?
- Sind die Minerale gleichförmig über den mittelozeanischen Rücken verteilt oder lassen sich Abhängigkeiten zwischen den morphologischen Gegebenheiten des Reykjanes Rückens und der Verteilung der Minerale erkennen?
- Lassen sich charakteristische Minerale der Tonfraktion als Signalträger für bestimmte Liefergebiete definieren?
- Wenn ja, können mit Hilfe der Verteilung dieser Minerale Liefergebiete und Transportmedien näher bestimmt werden?

Die rezenten Ergebnisse stellen die Grundlage dar für die Interpretation der Veränderungen in der Zusammensetzung und Verteilung der Tonfraktion am Reykjanes Rücken im Spätquartär.

- Welche Veränderungen sind in der Mineral-Verteilung im Spätquartär abgebildet?
- Sind diese Veränderungen auf Änderungen der Liefergebiete und Transportmedien im Spätquartär zurückzuführen?
- Wenn ja, lassen sich diese näher bestimmen?
- Gibt es Zusammenhänge zwischen der Mineral-Verteilung am Reykjanes Rücken und den Klimaschwankungen in diesen hohen Breiten?

II Grundlagen

II.1 Lage des Arbeitsgebietes, Physiographie des Reykjanes Rückens und Sedimentverteilung

Der Reykjanes Rücken ist Teil des Mittelatlantischen Rückens und erstreckt sich von der Charlie-Gibbs-Fracture-Zone (CGFZ) im Süden (53°N) bis nach Island im Norden (Talwani et al. 1971). Die Rückenachse steigt kontinuierlich in Richtung Island an, von ca. 2500 m Tiefe bei 53°N über 1500 m bei 57°N auf nur noch 800 m bei 62°N (Tucholke & Fry 1985). Entlang des Reykjanes Rückens zeigen sich deutliche Unterschiede in der morphologischen Ausbildung (Rudenko 1986, Vogt & Johnsen 1975, Vogt 1986). Größere Transform-Störungen wie die CGFZ bei 53°N und die Bight-Fracture-Zone bei 56°N unterteilen den Reykjanes Rücken und machen Tiefenwasserströmungen quer über den Rücken möglich (Worthington & Volkmann 1965, Worthington & Wright 1970).

Das Arbeitsgebiet liegt bei 59° nördlicher Breite und 31° westlicher Länge und umfaßt ein Areal von 2800 km² (Abb. 1 a). Die Topographie des Reykjanes Rückens wird hier von zwei morphotektonischen Elementen beeinflusst, dem nach 35° streichenden Rückenkamm und den NW und SE abfallenden Rückenflanken. Der Rücken hat keinen Zentralgraben, sondern schräg zum Rücken angeordnete "aktive vulkanische Rücken" (AVR). Diese bilden den Rücken-Grat (Lackschewitz et al., in Druck^{a)}) (Abb. 1 b). Akustische Untersuchungen zeigen eine sehr unterschiedliche Sedimentverteilung an, die hauptsächlich von der Topographie des Rückens abhängig ist (Lackschewitz et al., in Druck^{a)}). Der Rückenkamm ist durch eine sehr geringe Sedimentbedeckung gekennzeichnet. Auf exponierten Lagen (1000-1100 m Wassertiefe) sind die Sedimente nur wenige Dezimeter mächtig (Station SO-6). Außerhalb der Riftzone, nahe den Grabenschultern, ist ein schnelles Ansteigen der Sedimentmächtigkeit zu beobachten (SO-4, SO-7, LO-7, LO-10). Die Rückenflanken zeigen eine konstante, über weite Bereiche ungestörte Sedimentbedeckung, wobei sich die durchschnittliche Sedimentmächtigkeit auf den beiden Rückenflanken deutlich unterscheidet. Auf der SE-Flanke erreichen die Sedimente eine Mächtigkeit von ca. 30 m, während sie auf der NW-Flanke nur 20 m mächtig sind. In zwei Depressionen auf den Flanken dominiert "Becken"-Sedimentation (SO-2, SO-3, LO-2, LO-14).

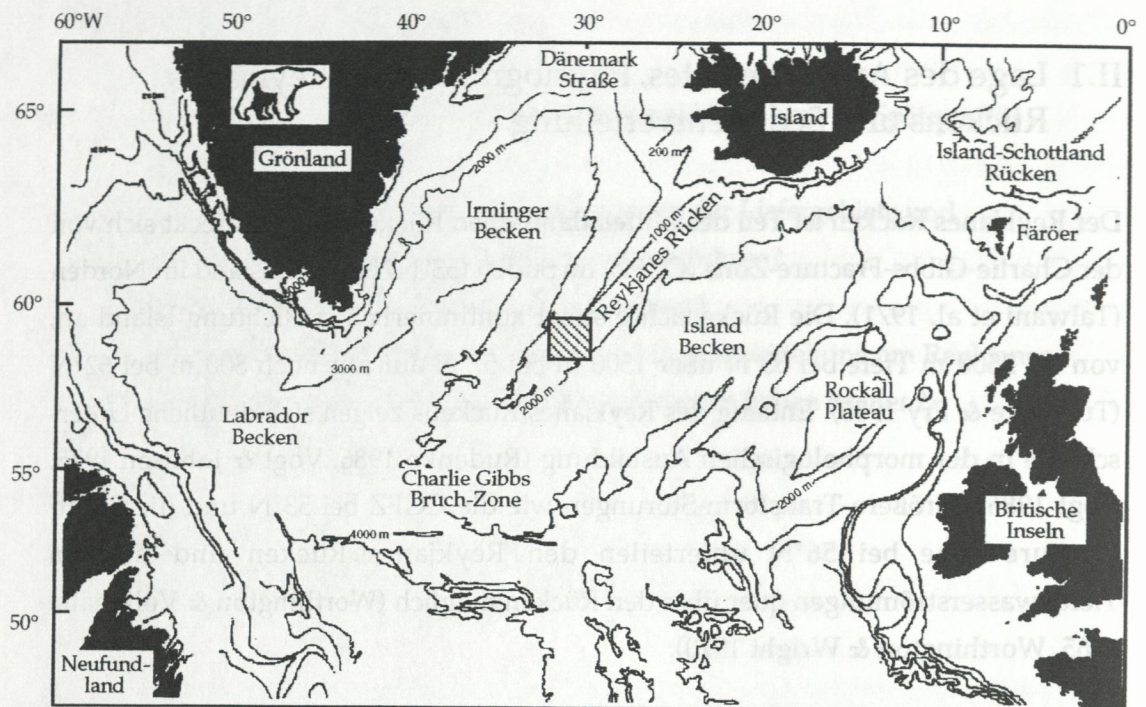


Abb. 1 a: Topographische Übersicht des nördlichen Nordatlantik
Lage des Arbeitsgebietes ist durch Schraffierungen gekennzeichnet

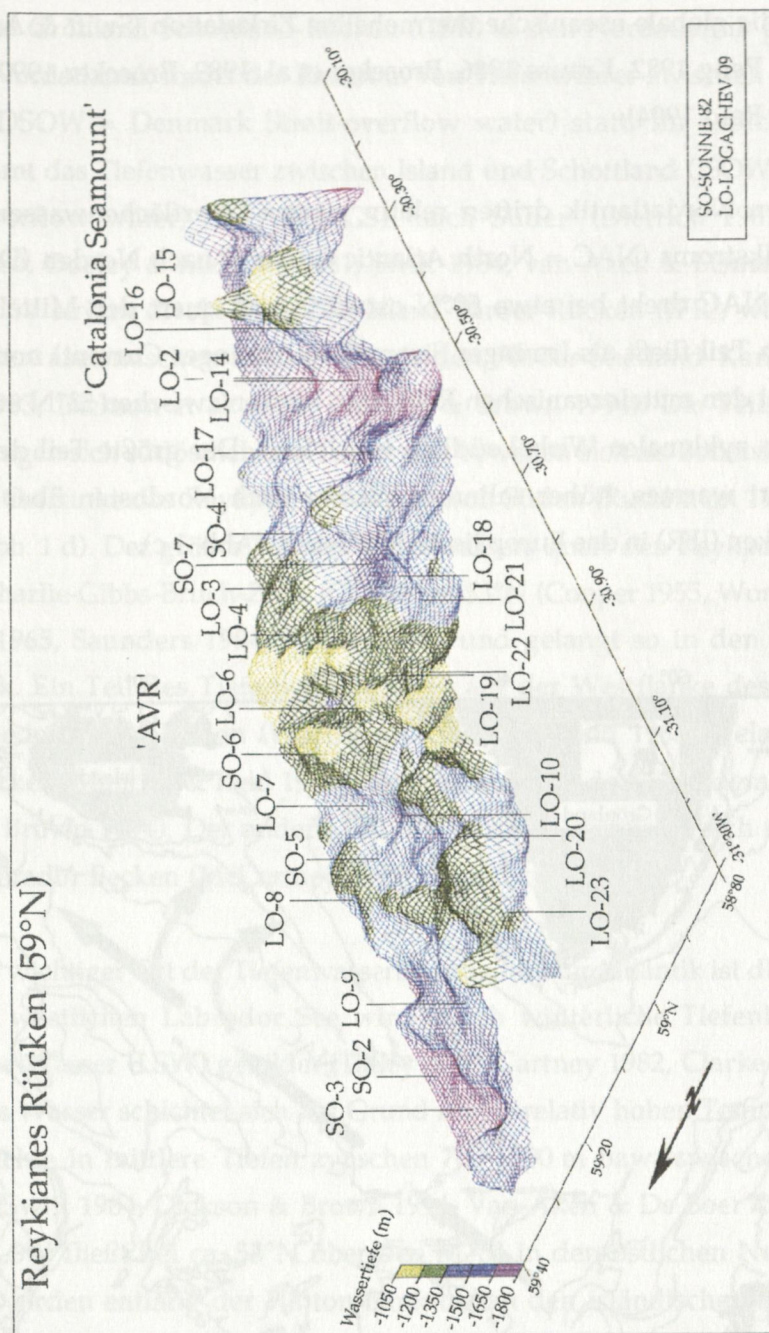


Abb. 1 b:

Topographie des Reykjanes Rückens bei 59°N mit Kernstationen
 'AVR' - aktive vulkanische Rücken
 (Wallrabe-Adams et al. 1993)

II.2 Ozeanographie

Der nördliche Nordatlantik und das Europäische Nordmeer sind sensible Gebiete in Bezug auf die globale ozeanische thermohaline Zirkulation (Swift & Aagaard 1981, Broecker & Peng 1982, Krauss 1986, Broecker et al. 1989, Broecker 1990, Keigwin & Jones 1994, Reid 1994).

Im östlichen Nordatlantik driften relativ warme Oberflächenwassermassen des Nordatlantikstroms (NAC = North Atlantic Current) nach Norden (Dietrich et al. 1975). Der NAC dreht bei etwa 50°N ostwärts und quert den Mittelatlantischen Rücken. Ein Teil fließt als Irminger Strom (IC = Irminger Current) nordwestwärts, quert erneut den mittelozeanischen Reykjanes Rücken zwischen 53°N und 60°N und bildet einen zyklonalen Wirbel südlich von Island. Der größte Teil des NAC aber transportiert warmes, höher salinares Wasser nach Nordosten über den Island-Färöer-Rücken (IFR) in das Europäische Nordmeer (Abb. 1 c).

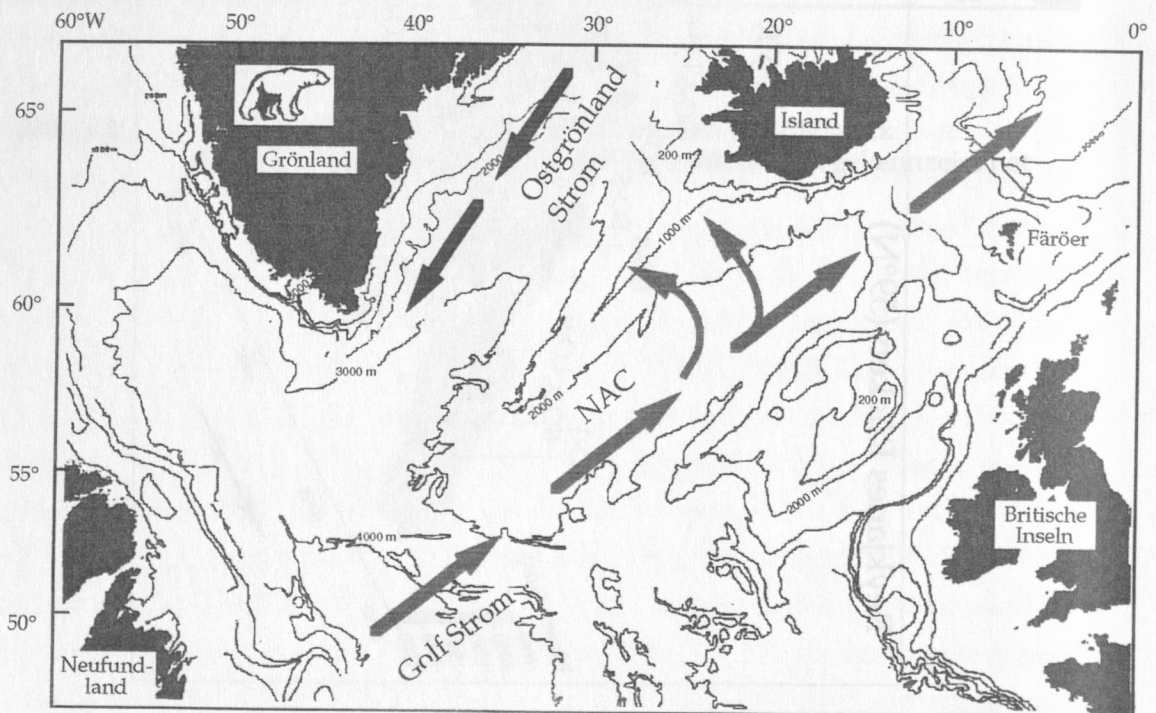


Abb. 1 c: Schematisierte Oberflächenzirkulation im nördlichen Nordatlantik (nach Dietrich et al. 1975)
NAC - (= North Atlantic Current/Nordatlantik Drift)

Im Europäischen Nordmeer werden durch winterliche Abkühlung und Eisbildung verschiedene polare und arktische Wassermassen gebildet (Swift & Aagaard 1981, Rudels & Quadfasel 1991). Durch Konvektion entsteht Tiefen- oder Zwischenwasser, das über den Grönland-Schottland-Rücken (GSR) in den Nordatlantik gelangt. Im westlichen Nordatlantik findet der Einstrom von Tiefenwasser zwischen Island und Grönland (DSOW = Denmark Strait-overflow water) statt. Im östlichen Nordatlantik strömt das Tiefenwasser zwischen Island und Schottland (ISOW = Iceland-Scotland-overflow water) über den GSR nach Süden (Dietrich 1967, Swift & Aagaard 1980, Dooley & Meincke 1981, Swift 1984, van Aken & Eisma 1987). Ein Teil des ISOW strömt direkt über den Island-Färöer-Rücken (IFR), während der Hauptteil den aseismischen Rücken durch den Färöer-Shetland Kanal passiert (Meincke 1983, Dickson et al. 1990, Dickson & Brown 1994). Die Teilströme des ISOW vereinigen sich südöstlich von Island und bewegen sich als Bodenströmungen entlang der Ostflanke des Reykjanes Rückens nach Süden (Ruddiman 1972, Shor et al. 1980) (Abb. 1 d). Der größte Teil des Tiefenwassers quert den Reykjanes Rücken durch die Charlie-Gibbs-Bruch-Zone (CGFZ) bei 53°N (Cooper 1955, Worthington & Volkmann 1965, Saunders 1994, Bersch 1995) und gelangt so in den westlichen Nordatlantik. Ein Teil des Tiefenwassers fließt auf der Westflanke des Reykjanes Rückens wieder nach Norden (Worthington & Volkmann 1965), gelangt in das Irminger Becken (Mantyla & Reid 1983) und schichtet sich dort über dem DSOW ein (Dickson & Brown 1994). Der andere Teil des Wassers vermischt sich mit Wasser aus dem Labrador Becken (McCartney 1992) (Abb. 1 c).

Ein weiterer wichtiger Ort der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik ist die Labrador See. In der westlichen Labrador See wird durch winterliche Tiefenkonvektion Labrador See-Wasser (LSW) gebildet (Talley & McCartney 1982, Clarke & Giscard 1983). Dieses Wasser schichtet sich auf Grund seiner relativ hohen Temperatur und geringen Dichte in mittlere Tiefen zwischen 700-1500 m bzw. zwischen 700 und 2000 m ein (Swift 1984, Dickson & Brown 1994, Van Aken & De Boer 1995, Bersch 1995). Das LSW fließt bei ca. 53°N über den MAR in den östlichen Nordatlantik, fließt nach Norden entlang der Hatton Bank bis an den isländischen Schelf. Dort ändert sich die Strömungsrichtung. Das LSW fließt entlang des Reykjanes Rückens in Tiefen von 1000-1500 m über dem ISOW nach Süden (Bersch 1995). Bei ca. 58°N quert das LSW den MAR westwärts und strömt entlang der westlichen Flanke des Reykjanes Rückens in mittleren Tiefen (700-1500 m) nach Norden (McCartney 1992, Lonsdale & Hollister 1979, Dickson & Brown 1994) (Abb. 1 d).

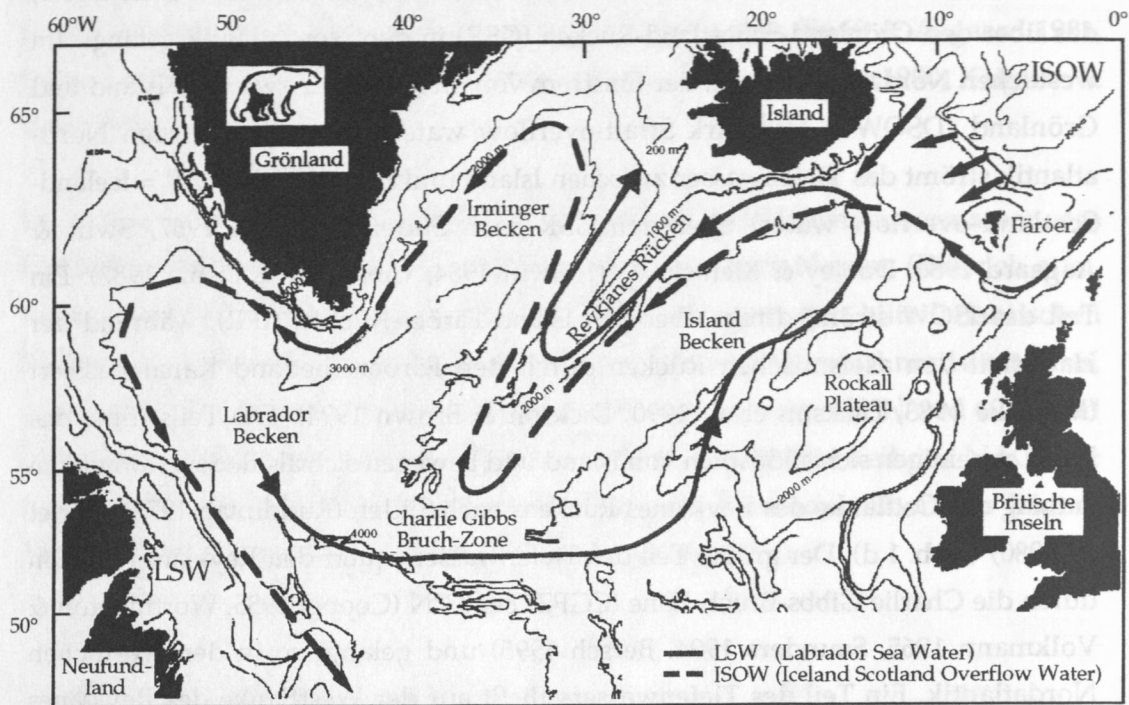


Abb. 1 d: Schematisierte Tiefenwasserzirkulation im nördlichen Nordatlantik (nach Dietrich 1967, Swift & Aagard 1980, Dooley & Meincke 1981, Swift 1984, van Aken & Eisma 1987, Dickson et al. 1990)
 ISOW (= Iceland Scotland-overflow water)
 DSOW (= Denmark Strait-overflow water)
 LSW (= Labrador sea water)

III Material und Methoden

III.1 Material und Probenahme

Das für diese Arbeit ausgewertete Probenmaterial wurde während der Expeditionen mit FS SONNE 82 (1992) und FS Professor LOGACHEV 09 (1993) gewonnen. Die Tabelle 1 gibt die Stationsdaten an.

Tab. 1: Sedimentstationen, Geräte und Wassertiefen
(GKG - Großkastengreifer, KAL - Kastenlot, SL - Schwerelot)
fettgedruckt = tonmineralogisch und granulometrisch
bearbeitete Sedimentkerne

Station	Breite (°N)	Länge (°W)	Gerät	Wassertiefe (m)
SO82-1	59°30,58'	31°29,62'	GKG/KAL	1867
SO82-2	59°21,44'	31°05,18'	GKG/KAL	1730
SO82-3	59°19,64'	31°08,36'	GKG/KAL	1774
SO82-4	59°05,75'	30°28,72'	GKG/KAL	1503
SO82-5	59°11,14'	30°54,28'	GKG/KAL	1394
SO82-6	59°09,45'	30°45,95'	GKG	1120
SO82-7	59°00,71'	30°36,12'	GKG/KAL	1580
LO09-2	59°10,02'	30°20,16'	GKG	1719
LO09-3	59°07,29'	30°32,16'	GKG/KAL	1254
LO09-4	59°08,75'	30°36,57'	GKG	1335
LO09-6	59°09,36'	30°41,81'	GKG	1375
LO09-7	59°11,95'	30°48,32'	GKG/KAL	1451
LO09-8	59°15,56'	30°53,91'	GKG	1332
LO09-9	59°12,30'	31°05,94'	GKG	1493
LO09-10	59°07,58'	30°53,96'	GKG/KAL	1380
LO09-14	58°56,33'	30°24,53'	GKG/KAL	1719
LO09-15	58°54,73'	30°20,44'	GKG/KAL	1201
LO09-16	58°54,10'	30°22,44'	GKG	1622
LO09-17	58°54,89'	30°32,84'	GKG/KAL	1396
LO09-18	58°58,05'	30°40,79'	GKG	1472
LO09-19	59°00,61'	30°47,91'	GKG	1240
LO09-20	59°04,91'	30°58,64'	GKG	1396
LO09-21	58°56,51'	30°45,19'	GKG/SL	1437
LO09-22	58°56,10'	30°52,58'	GKG	1139
LO09-23	59°01,82'	31°06,89'	GKG/KAL	1422

Von den Großkastengreifern (GKG) wurden die oberen 0,5 cm Sediment auf einer Fläche von 10x10 cm abgenommen (Oberflächenproben). Weitere Proben wurden im Tiefenabstand von maximal 10 cm oder nach makroskopischen Gesichtspunkten (Farb-, Korngrößengrenzen) genommen. Die Sedimentkerne wurden zum großen Teil schon an Bord geöffnet, beschrieben und beprobt. Die Kernbeschreibungen befinden sich als Diagramme im Anhang. Detaillierte Sedimentbeschreibungen sind in den jeweiligen Fahrtberichten dokumentiert (Endler & Lackschewitz 1993, Wallrabe-Adams & Lackschewitz 1993). Es wurden insgesamt 25 Oberflächenproben aus Großkastengreifern (GKG) und sechs Sedimentkerne und Großkastengreifer granulometrisch und tonmineralogisch bearbeitet (Tab. 1). Eine Übersicht über die Ermittlung der Grunddaten gibt Abbildung 2.

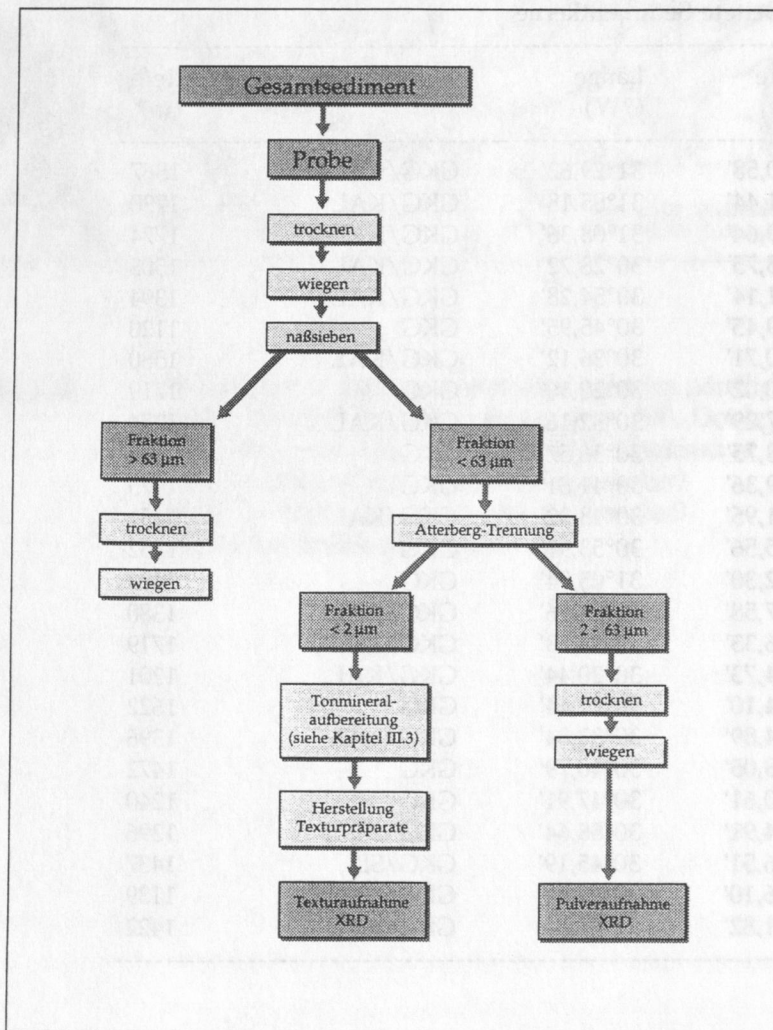


Abb. 2: Arbeitsschema zur Ermittlung der Grunddaten (Korngrößen-Trennung und -Bestimmung)

III.2 Korngrößenbestimmungen

Die Gesamtproben wurden gefriergetrocknet und gewogen und durch Naßsiebung wurde eine Trennung in eine Grobfraction ($> 63 \mu\text{m}$) und eine Feinfraction ($< 63 \mu\text{m}$) vorgenommen. Die Grobfraction wurde getrocknet und gewogen.

Die Feinfraction ($< 63 \mu\text{m}$) wurde aufgefangen und in Suspension mittels der Atterberg-Methode (Müller 1967, Moore & Reynolds 1989, Letzig 1995) in eine Silt- ($2-63 \mu\text{m}$) und eine Tonfraction ($< 2 \mu\text{m}$) unterteilt. Nach Blaume (1992) ist die Atterberg-Methode im Vergleich zu anderen Korngrößen-Bestimmungen sehr präzise und simuliert die Bedingungen der Partikelsedimentation im marinen Raum am genauesten.

Nach der vollständigen Abtrennung der in Suspension befindlichen Tonfraction wurde die Siltfraction getrocknet und gewogen, der Gewichtsanteil der Tonfraction wurde durch Subtraktion ermittelt.

III.3 Röntgendiffraktometrie - Mineralidentifizierung in der Tonfraction

Zur Mineralidentifizierung wurde ein Philips Röntgendiffraktometer PW 1830 (PW 1710 Kontrolleinheit) mit monochromatischer Kupfer- und Kobalt K α -Strahlung verwendet.

Technische Daten: Beschleunigungsspannung 40 kV,
Kathodenstrom 40 mA,
automatische Divergenzblende,
Schritt-Scan: Zeit pro Schritt: 1 sek., 0.01°,
Monochromator
Software: PC-APD-SW PW 1877, Vers. 3.5.

Nach der Abtrennung der Tonfraction (Atterberg 1912) wurde eine Aufbereitung nach dem folgenden Arbeitsschema von Lange und Fiedler (frdl. mdl. Mittlg.) vorgenommen:

- 1) MgCl_2 (aus der Atterberg-Trennung) auswaschen mittels Zentrifuge;
- 2) Entfernung organischer Substanz mit H_2O_2 (30 %ig)
- 3) Entfernung von Karbonat mit Essigsäure (25 %ig)
- 4) Entfernung amorpher Kieselsäure mit 1 N Na_2CO_3 (1 min. kochen)
- 5) Belegung quellfähiger Zwischenschichten mit MgCl_2 -Ionen (50 %ige Lösung)

Einige Sedimentproben enthalten hohe Anteile röntgenamorpher Substanz, so daß die Aufbereitung der Proben mit 1 N Na_2CO_3 (nach Lange) nicht ausreicht, um aussagekräftige Proben herzustellen. Die filtrierte Proben weisen eine gestörte Oberfläche auf, d.h. sie brechen schollen- oder netzartig auf. Die Einregelung der Tonminerale, d.h. die beabsichtigte Texturierung wird behindert. Im Diffraktogramm bildet sich ein diffuser amorpher Buckel ab und beeinflußt die Peaks. Die Proben wurden einer Behandlung mit 1 M NaOH (85°C, 60 min.) nach Müller & Schneider (1993) unterzogen. Bei dieser Behandlung können allerdings auch die Tonminerale beeinflußt werden. Eine Testreihe nach den Methoden von Lange (frdl. mdl. Mittlg.) und Müller & Schneider (1993) zeigte jedoch nur geringfügige Unterschiede in der resultierenden Tonmineralverteilung, die im Bereich der üblichen Fehlergrenzen lagen.

Die Tonfraktion wurde zur Optimierung der charakteristischen Reflexe texturiert. In einem ideal orientierten Texturpräparat reflektieren nur die zur Basisfläche parallel angeordneten Kristallflächen. Dazu wurden 3 ml der Suspension mittels Vakuumfiltration auf einen Membranfilter (0,15 μm Porengröße) aufsedimentiert. Die durch die Vakuumfiltration bedingte zeitlich stark verkürzte Sedimentationszeit verhindert eine Auftrennung der in Suspension befindlichen Tonminerale nach ihrer Korngröße. Die Filterpräparate wurden bei 60 °C getrocknet und danach auf Aluminium-Präparate-Träger aufgebracht. Zur Herstellung eines Äthylenglykol-Präparates wurden die Präparate 24 Std. bei 60 °C in einer Äthylenglykol-gesättigten Atmosphäre im Exsikkator bedampft. Die Messung erfolgte an der unbehandelten und an der Äthylenglykol-gesättigten Probe.

Zur Identifizierung der Röntgenreflexe wurde der Bereich $2-46^\circ 2\theta$ mit $0,01^\circ/\text{sek.}$ gemessen. Die Auftrennung von Kaolinit und Chlorit über die Reflexe bei 3,58 Å und 3,54 Å erfolgte mittels hochauflösender Messungen des Winkelbereichs $24-27^\circ 2\theta$ mit $0,005^\circ 2\theta/\text{sek.}$ Die Auswertung wurde an den glykolisierten Proben vorgenommen. Eine Korrektur der Peakpositionen erfolgte über den Quarz-Peak mit dem Gitterabstand $d = 4,26 \text{ Å}$.

Die Identifizierung der Minerale wurde nach Brindley & Brown (1980) auf Grund ihrer charakteristischen Basalreflexe bzw. Hauptinterferenzen durchgeführt (Tab. 2, Abb. 3).

Tab. 2: Basalreflexe/Hauptinterferenzen (Å) von Mineralen in der Tonfraktion nach Brindley & Brown (1980)

Mineral	d-Wert	hkl
Smektit (glykol.)	17 Å	001
Illit	10 Å	001
Kaolinit/Chlorit	7 Å	001/002
Kaolinit	3.58 Å	002
Chlorit	3.54 Å	004
Quarz	4.26 Å	100
Quarz	3.34 Å	101F
Feldspäte:		
K-Feldspat	3.24 Å	002
Plagioklas	3.21 Å	002
Plagioklas	3.19 Å	002

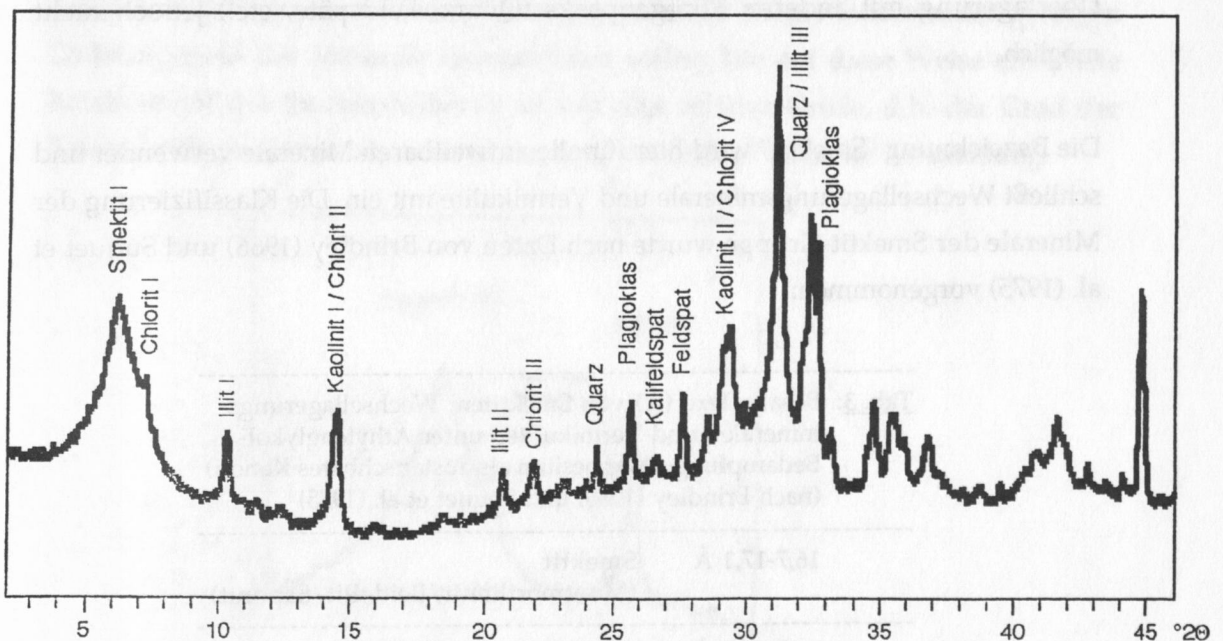


Abb. 3: Röntgendiffraktogramm einer Äthylenglykol-gesättigten Probe (Röntgenreflexe vgl. Tab. 2)

Die Röntgendiffraktogramme wurden mit Hilfe des Programms MacDiff (Version 2,4 1993, R. Petschick) ausgewertet. Aus den Flächenanteilen wurden die relativen Mineralanteile durch Umrechnung der Tonmineral-Hauptlinien nach den Biscaye-Faktoren (1965) bestimmt. Die Summe der vier Tonmineral-Hauptgruppen wird 100 % gleichgesetzt und die relativen Anteile der einzelnen Tonmineral-Gruppen werden daraus errechnet. Auf eine Umrechnung der Tonmineral-Anteile auf das Gesamtsediment (Akkumulationsraten der Tonminerale) wurde verzichtet, da in der Tonfraktion außer den Tonmineralen noch andere Minerale (Quarz, Plagioklas und Kalifeldspäte) vorhanden sind, die nicht quantifiziert wurden. Die Errechnung der Akkumulationsraten hätte demnach eine Überbewertung der Tonmineral-Anteile zur Folge.

Das Verhältnis von Quarz zu Plagioklas wurde über die Peakintensitäten der Hauptinterferenzen ermittelt. Das Vorkommen von Kalifeldspat wurde registriert, es wurden jedoch keine Angaben über Intensitäten gemacht.

In den Proben wurden z.T. deutliche Mengen an röntgenamorphen Substanzen gefunden. Diese können aus biogenen Opal-Skeletten und/oder aus vulkanischen Gläsern bestehen. Eine eindeutige Unterscheidung dieser Phasen im Röntgendiffraktogramm (vgl. Hein & Scholl 1978) ist in diesen Proben auf Grund der Überlagerung mit anderen Röntgenpeaks (Quarz, Feldspäte, etc.) jedoch nicht möglich.

Die Bezeichnung "Smektit" wird hier für alle aufweitbaren Minerale verwendet und schließt Wechsellagerungsminerale und Vermikulite mit ein. Die Klassifizierung der Minerale der Smektit-Gruppe wurde nach Daten von Brindley (1966) und Suquet et al. (1975) vorgenommen:

Tab. 3: Basalreflexe (Å) von Smektiten, Wechsellagerungs-
 mineralen und Vermikuliten unter Äthylenglykol-
 Bedampfung (Magnesium als austauschbares Kation)
 (nach Brindley (1966) und Suquet et al. (1975))

16,7-17,1 Å	Smektit (Montmorillonit/Beidellit/Saponit)
16,7-16,3 Å	Wechsellagerungsminerale
16,3-14,3 Å	Vermikulit

Die Kristallinität von Mineralen wurde von Kübler (1967) als Ordnungsgrad im Kristallgitter definiert. Eine Unordnung im Kristallgitter kann durch eine uneinheitliche Kationenbelegung verursacht werden. Dieser Kationenersatz kann Beugungsdifferenzen und eine Verbreiterung der Interferenzen verursachen (Krumm 1992). Eine gängige Methode zur Bestimmung der Illit-Kristallinität ist die Bewertung der Halbhöhenbreite (HHB) des 10 Å-Reflexes (Kübler 1967, Dunoyer de Segonzac 1969) (Abb. 4). Die bei der Diagenese/Metamorphose durch steigende Temperatur und steigenden Druck eintretenden mineralogischen Veränderungen im Illit-Gitter lassen sich an der Verringerung der Breite des ersten Basalreflexes (HHB) ablesen.

Untersuchungen zur Kristallinität von Smektit-Mineralen sind weniger verbreitet. Biscaye (1965) hat den Grad der Kristallinität über die Intensität des 17 Å-Reflexes bestimmt ("v/p"). In neueren Arbeiten wird die Kristallinität von Smektit auf Grund der Morphologie des 17 Å-Reflexes definiert, wobei breite, unscharfe Reflexe schlecht kristalline Smektite anzeigen sollen (Hein & Scholl 1978, Heling et al. 1992, Fiore 1993). Diese Methodik bezieht optisch auch die Breite des Peaks mit ein (vgl. HHB von Illit). Anlehnend an diese Methodik wird die Smektit-Kristallinität in dieser Arbeit aus dem Quotienten der Halbhöhenbreite (HHB) und der Intensität des 17 Å-Reflexes (H) ermittelt (Abb. 4) (vgl. Cremer et al. 1989). Niedrige Indices ($< 0,005$) sollen hier gut kristalline Smektite anzeigen, während höhere Indices einen geringen Ordnungsgrad der Minerale kennzeichnen sollen. Die auf diese Weise ermittelte Kristallinität der Smektit-Mineralen ist nur eine relative Größe, d.h. der Grad der Kristallinität findet hier als zusätzlicher beschreibender Parameter Anwendung.

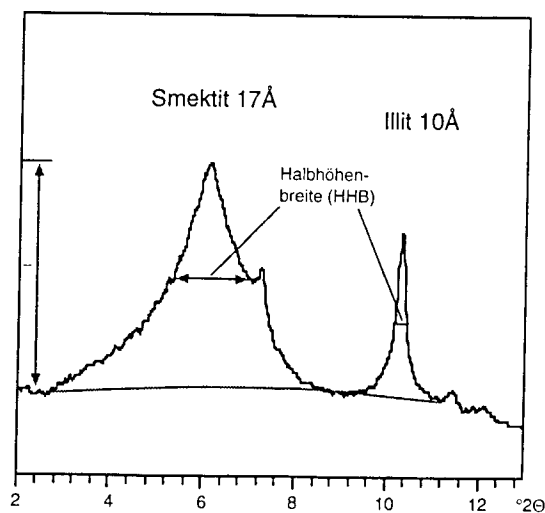


Abb. 4: Kristallinität von Smektit (HHB/H) und Illit (HHB in $\Delta^\circ 2\text{ Theta}$) einer Äthylenglykol-gesättigten Probe

III.4 Stratigraphie und Zeitkontrolle

Die stratigraphischen Grundlagen zur zeitlichen Einordnung der Sedimente wurden auf Grund absoluter (AMS- ^{14}C) und relativer Altersbestimmungen anhand der Sauerstoff-Isotopenkurven der planktischen Foraminiferenart *Globigerina bulloides* von Lackschewitz & Wallrabe-Adams (in Druck) ermittelt (Tab. 4, Abb. 5).

Tab. 4: AMS ^{14}C -Alter von ausgewählten Sedimentproben
incl. Reservoir-Korrekturen (400 Jahre)
(Lackschewitz & Wallrabe-Adams, in Druck)

Nr.	Kern	Tiefe (cm)	^{14}C -Alter (BP) (korrigiert)	Labor-Code
1	SO82-2 GKG	0	855±75	ETH-10019
2		27	2.890±150	AAR-1388
3		40	4.075±70	ETH-10020
4	SO82-2 KAL	1	6.420±130	AAR-1389
5		49	11.130±130	AAR-1390
6		134	22.940±270	AAR-1391
7		192	26.660±430	AAR-1392
8	SO82-5 GKG	0	1.270±55	ETH-10021
9		40	5.320±65	ETH-10022
10	SO82-5 KAL	1	3.890±60	ETH-10025
11		51	9.645±75	ETH-10026
12		102	16.240±120	ETH-10027
13		171	22.170±150	ETH-12042
14	LO09-23 KAL	120	14.600±270	AAR-1806
15		150	18.750±270	AAR-1807
16		250	24.900±260	AAR-1938
17		338	27.750±580	AAR-1809
18	SO82-7 KAL	1	5.050±350	AAR-1966
19		189	22.950±450	AAR-1967
20		231	25.650±500	AAR-1968
21	LO09-21 SL	170	16.020±190	AAR-1935
22		240	19.590±170	AAR-1936
23		380	27.500±420	AAR-1804
24		450	31.750±480	AAR-1937
25	SO82-4 GKG	0	365±50	AAR-1557
26		35	2.515±60	AAR-1558
27	SO82-4 KAL	1	5.840±70	AAR-1559
28		93	10.460±90	AAR-1894
29		101	11.320±140	AAR-1680
30		131	13.270±190	AAR-1681
31		156	15.900±150	AAR-1682
32		216	18.470±190	AAR-1683
33		284	22.650±540	AAR-1560
34		358	27.600±300	AAR-1895
35		411	32.920±750	AAR-1684
36		449	34.150±620	AAR-1896

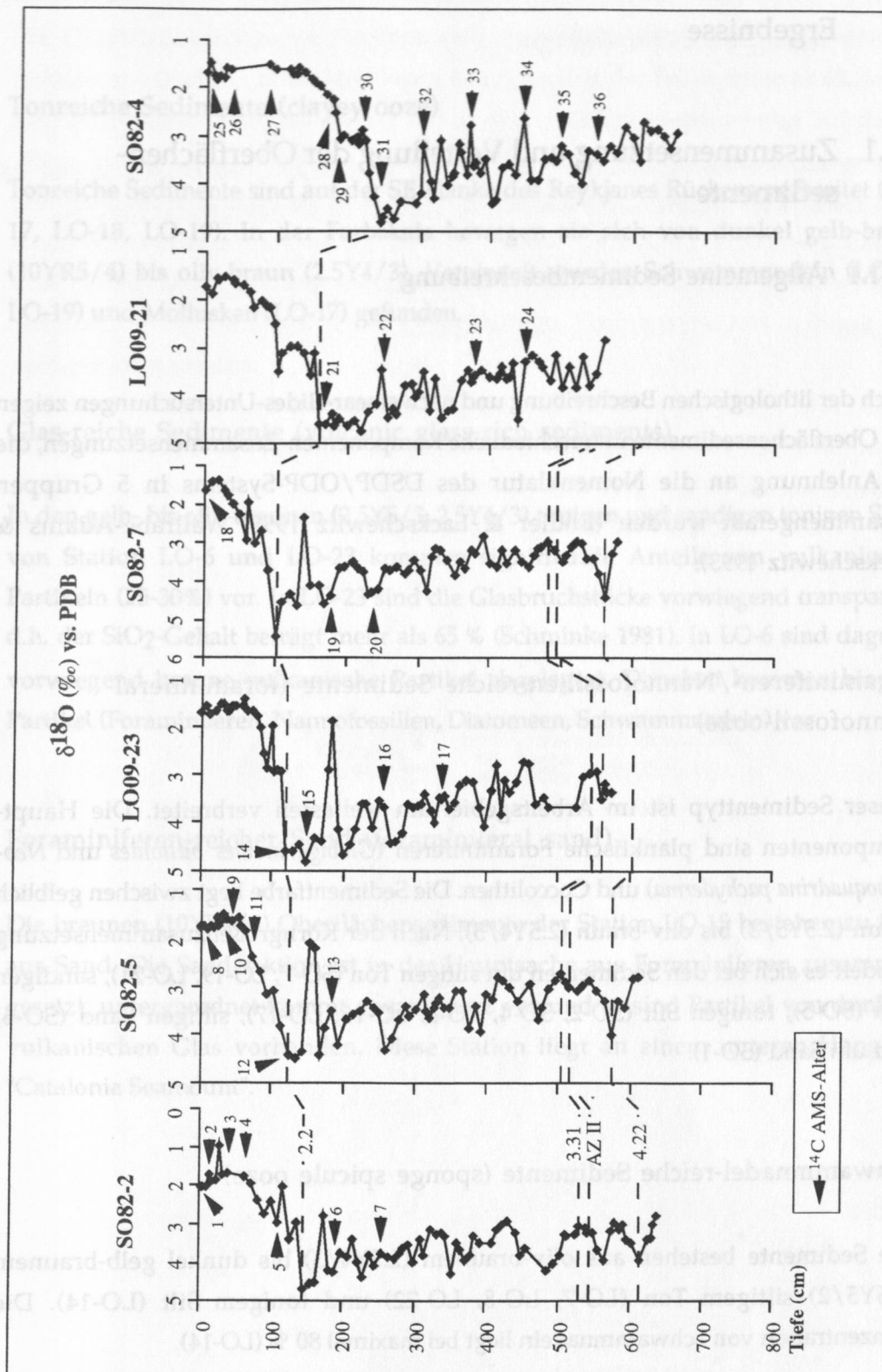


Abb. 5: Sauerstoff-Isotopenkurven ($\delta^{18}\text{O}$) von *Globigerina bulloides* und AMS ^{14}C -Alter ausgewählter Sedimentproben
AZII - Aschenzone II, 57.5 ka
Isotopenevents 2.2 / 3.31 / 4.22 (nach Martinson et al. 1987)
(Lackschewitz & Wallrabe-Adams, in Druck)

IV Ergebnisse

IV.1 Zusammensetzung und Verteilung der Oberflächensedimente

IV.1.1 Allgemeine Sedimentbeschreibung

Nach der lithologischen Beschreibung und nach smear-slides-Untersuchungen zeigen die Oberflächensedimente unterschiedliche Komponenten-Zusammensetzungen, die in Anlehnung an die Nomenklatur des DSDP/ODP-Systems in 5 Gruppen zusammengefaßt wurden (Endler & Lackschewitz 1993, Wallrabe-Adams & Lackschewitz 1993):

Foraminiferen-/Nannofossilien-reiche Sedimente (foraminiferal-nannofossil-ooze)

Dieser Sedimenttyp ist im Arbeitsgebiet am weitesten verbreitet. Die Hauptkomponenten sind planktische Foraminiferen (*Globigerinoides bulloides* und *Neoglobobulimina pachyderma*) und Coccolithen. Die Sedimentfarbe liegt zwischen gelblich braun (2.5Y5/3) bis oliv-braun (2.5Y4/3). Nach der Korngrößenzusammensetzung handelt es sich bei den Sedimenten um siltigen Ton (SO-7, LO-19, LO-21), sandigen Ton (SO-5), tonigen Silt (SO-2, SO-4, LO-3, LO-16, LO-17), siltigen Sand (SO-6) und um Sand (SO-1).

Schwammnadel-reiche Sedimente (sponge spicule ooze)

Die Sedimente bestehen aus oliv-braunem (2.5Y4/3) bis dunkel gelb-braunem (2.5Y5/2) siltigem Ton (LO-7, LO-8, LO-22) und tonigem Silt (LO-14). Die Konzentration von Schwammnadeln liegt bei maximal 80 % (LO-14).

Tonreiche Sedimente (clayey ooze)

Tonreiche Sedimente sind auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens verbreitet (LO-17, LO-18, LO-19). In der Farbskala bewegen sie sich von dunkel gelb-braun (10YR5/4) bis oliv-braun (2.5Y4/3). Vereinzelt wurden Schwammnadeln (LO-17, LO-19) und Mollusken (LO-17) gefunden.

Glas-reiche Sedimente (volcanic glass-rich sediments)

In den gelb- bis oliv-braunen (2.5Y5/3, 2.5Y4/3) tonigen und sandigen tonigen Silten von Station LO-6 und LO-23 kommen signifikante Anteile von vulkanischen Partikeln (25-30%) vor. In LO-23 sind die Glasbruchstücke vorwiegend transparent, d.h. der SiO₂-Gehalt beträgt mehr als 65 % (Schminke 1981). In LO-6 sind dagegen vorwiegend braune vulkanische Partikel abgelagert. Daneben kommen biogene Partikel (Foraminiferen, Nannofossilien, Diatomeen, Schwammnadeln) vor.

Foraminiferen-reicher Sand (foraminiferal sand)

Die braunen (10YR4/4) Oberflächensedimente der Station LO-15 bestehen zu 86 % aus Sand. Die Sandfraktion ist in der Hauptsache aus Foraminiferen zusammengesetzt, untergeordnet kommt etwas Quarz vor und es sind Partikel von dunklem vulkanischen Glas vorhanden. Diese Station liegt an einem unteren Hang des "Catalonia Seamount".

IV.1.2 Korngrößen-Verteilungen

Die ermittelte Korngrößenverteilung wird in Gewichtsprozent (Gew.-%) der Fraktionen Ton ($<2\mu\text{m}$), Silt ($2-63\mu\text{m}$) und Sand ($>63\mu\text{m}$) aufgeführt (Abb. 6).

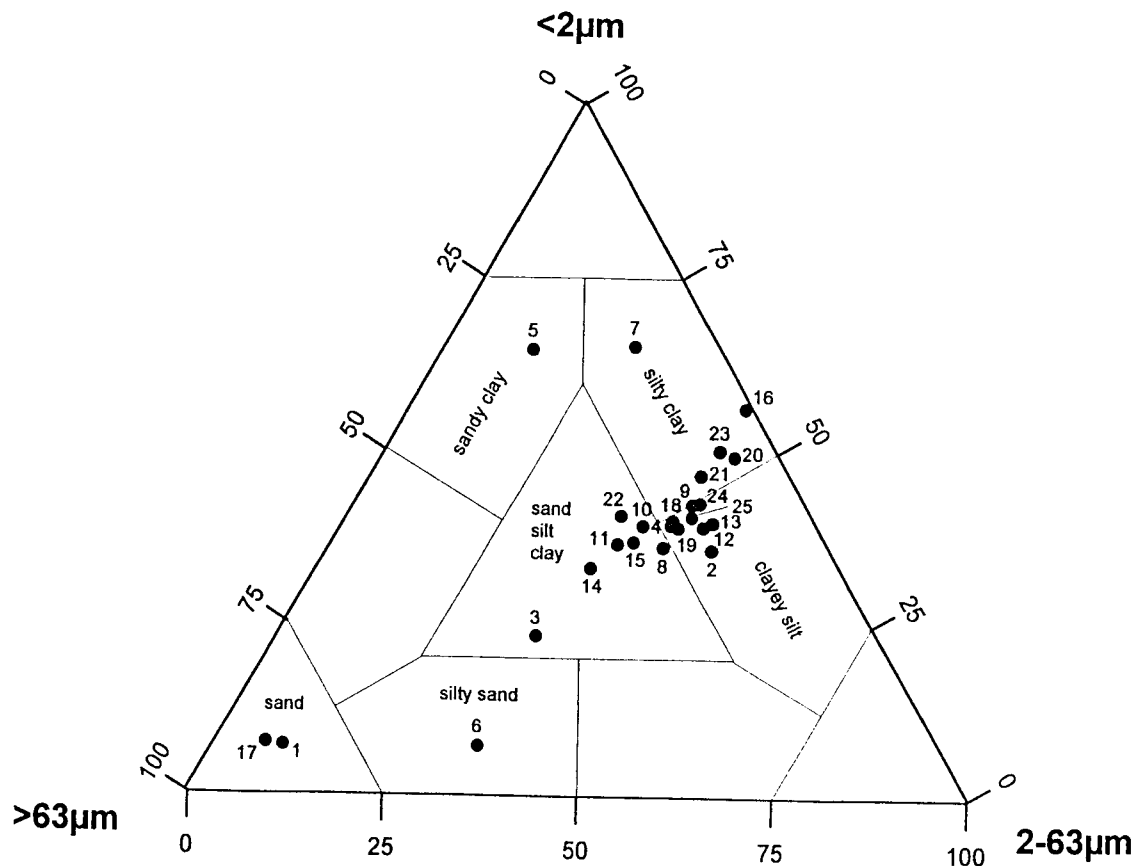


Abb. 6: Sand/Silt/Ton-Verteilungen in den Oberflächensedimenten (Nomenklatur nach Shepard 1954)

 Probennummern und zugehörige Sedimentstationen

1 - SO82-1	6 - SO82-6	11 - LO09-6	16 - LO09-14	21 - LO09-19
2 - SO82-2	7 - SO82-7	12 - LO09-7	17 - LO09-15	22 - LO09-20
3 - SO82-3	8 - LO09-2	13 - LO09-8	18 - LO09-16	23 - LO09-21
4 - SO82-4	9 - LO09-3	14 - LO09-9	19 - LO09-17	24 - LO09-22
5 - SO82-5	10 - LO09-4	15 - LO09-10	20 - LO09-18	25 - LO09-23

Die Oberflächensedimente zeichnen sich durch hohe Anteile der Ton- und Siltfraktion aus (Abb. 6). Eine signifikante Anreicherung der Feinfraktion ($< 63 \mu\text{m}$) auf Konzentrationen > 80 Gew.-% konnte in den Oberflächensedimenten auf der SE-Flanke nachgewiesen werden (Abb. 7). Die Ton- und Siltfraktion sind in etwa gleich großen Anteilen vorhanden, auf der SE-Flanke sind die Ton-Konzentrationen jedoch etwas höher (Ton:Silt > 1) als auf der NW-Flanke (Ton:Silt < 1) (Tab. 5 - Anhang).

Eine Anreicherung der Tonkomponente auf Werte bis zu 65 Gew.-% konnte in den Stationen SO-5 (sandiger Ton), SO-7 (siltiger Ton) und LO-14 (siltiger Ton) nachgewiesen werden.

Die Sandfraktion ($> 63 \mu\text{m}$) ist im allgemeinen unterrepräsentiert (Abb. 6) und stärker auf der NW-Flanke verbreitet (Abb. 7). Eine signifikante Anreicherung des Sandgehaltes auf Werte von 59 bzw. 84 und 86 Gew.-% konnte in den Stationen SO-1 (Sand), SO-6 (siltiger Sand) und am "Catalonia Seamount" (LO-15: Sand) festgestellt werden.

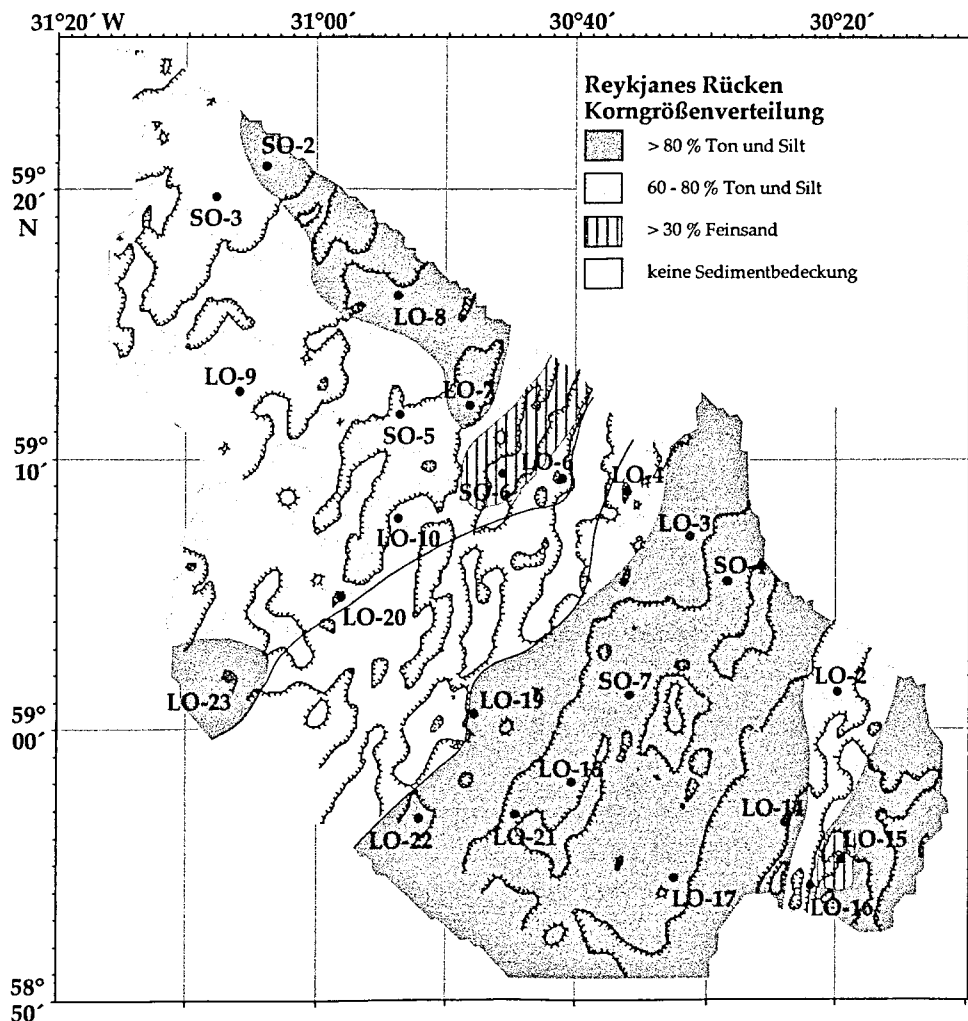


Abb. 7: Räumliche Differenzierungen in den Korngrößenverteilungen der Oberflächensedimente des Reykjanes Rückens (Ton + Silt ($< 63 \mu\text{m}$), Sand ($> 63 \mu\text{m}$))

Als zusätzliche beschreibende Komponente wurden Korngrößen-Verhältnisse errechnet (Tab. 5). Sand:Ton-Verhältnisse zwischen 0,25-0,75 sind im Untersuchungsgebiet am weitesten verbreitet (Abb. 8). Erhöhte Sand:Ton-Verhältnisse (0,75-1,25) sind in Sedimenten im näheren Rückenbereich (LO-4, LO-6, LO-10) und auf der NW-Flanke (LO-9) zu finden. Signifikant erhöhte Sand:Ton-Verhältnisse ($> 1,8$) finden sich in den Stationen auf dem Rückenkamm (SO-6), auf dem "Catalonia Seamount" (LO-15) und auf der NW-Flanke (SO-3, SO-1). Sedimente mit sehr niedrigen Sand:Ton-Verhältnissen ($< 0,25$) treten nur in einem Bereich auf der SE-Flanke des Rückens auf (SO-7, LO-14, LO-18, LO-21).

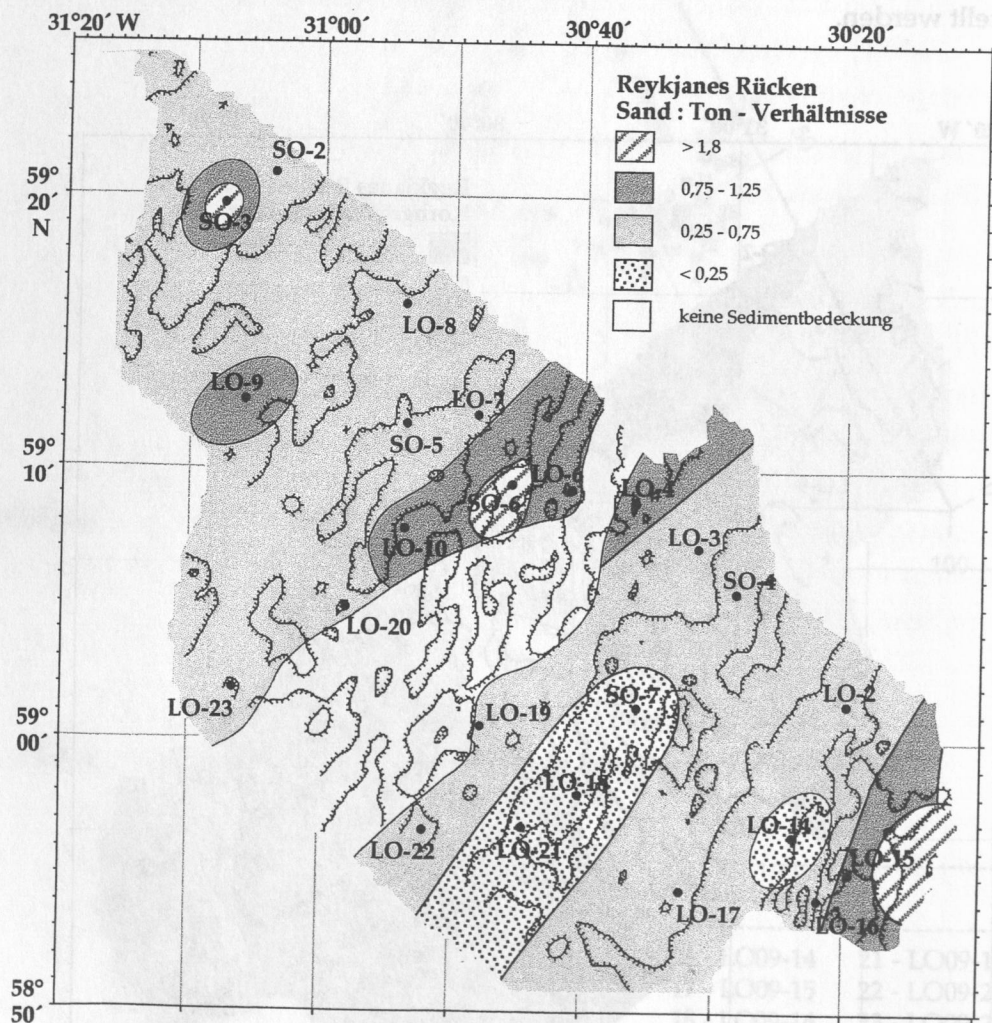


Abb. 8: Sand:Ton-Verhältnisse in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens errechnet aus den Gewichtsprozenten der Fraktionen $> 63 \mu\text{m}$ und $< 2 \mu\text{m}$

IV.1.3 Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion

IV.1.3.1 Mineralidentifizierung

Die lithogenen Partikel der Tonfraktion bestehen in der Hauptsache aus Tonmineralen, daneben kommen Quarz, Plagioklas und Spuren von Kalifeldspat vor. Die Tonmineralsuite besteht aus Mineralen der Smektit-Gruppe, Illit, Chlorit und Kaolinit. Smektit-Mineralen weiten unter Äthylenglykol-Bedampfung auf Werte zwischen 16,7-16,9 Å auf (Brindley & Brown 1980) (vgl. Tab. 2, Tab. 3, Kap. III.3). Die Anwesenheit von Wechsellagerungsmineralen ist durch Basalreflexe zwischen 16,3-16,7 Å angedeutet. Dabei könnte es sich möglicherweise um Chlorit-Smektit-Wechsellagerungen handeln (Brindley & Brown 1980), teilweise ist auch eine Verschiebung des 14 Å-Reflexes (Chlorit I. Ordnung) zu höheren d-Werten zu beobachten. Anhand ihrer Basalreflexe $< 16,3$ Å wurden Vermikulite identifiziert (Brindley & Brown 1980). Die Wechsellagerungsminerale und Vermikulite werden im Folgenden quantitativ den Smektit-Mineralen zugeordnet.

Zum Teil sind deutliche Mengen an röntgenamorphen Substanzen vorhanden, die sich aus biogenem Skelettmaterial und/oder vulkanischem Glas zusammensetzen (vgl. Kap. III.3).

IV.1.3.2 Räumliche Verteilung der Minerale in der Tonfraktion

IV.1.3.2.1 Smektit-Mineralen

In den subrezentem Sedimenten dominieren Smektit-Mineralen mit Konzentrationen zwischen 63 und 73 % (Tab. 5). Deutlich geringere Gehalte weisen die Sedimente der Stationen SO-6, SO-7 (21-29 %) und LO-15 (53 %) auf. In der räumlichen Verteilung der Smektite können regionale Unterschiede beobachtet werden. Hohe Smektit-Konzentrationen kennzeichnen große Bereiche auf der SE-Flanke, während in den Sedimenten auf der NW-Seite des Rückens die Smektit-Konzentrationen etwas niedriger sind (Abb. 9).

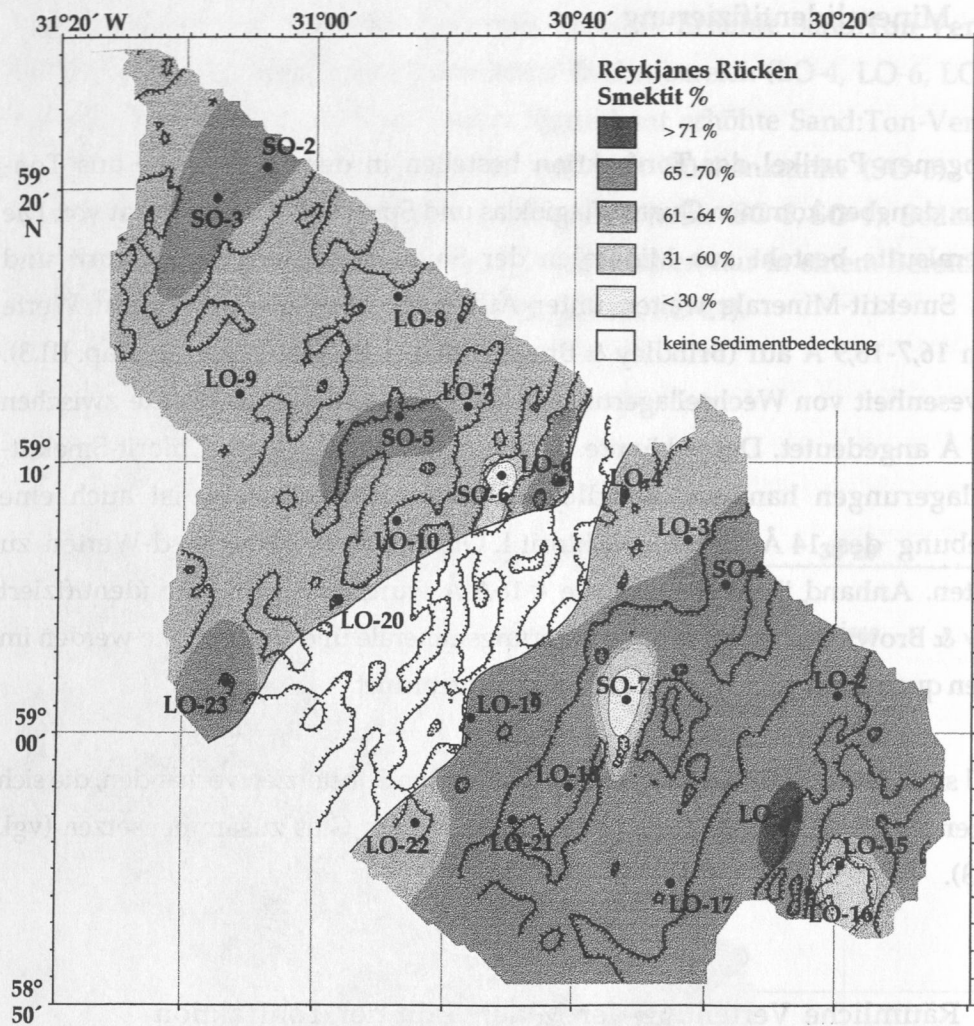


Abb. 9: Smektit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) in relativen Flächenprozenten

Die smektitreichen Proben enthalten außerdem hohe Konzentrationen von Plagioklas (Quarz:Plagioklas-Verhältnisse $< 1,6$) (Abb. 10) und einen deutlichen Anteil an röntgenamorpher Substanz. Bei den röntgenamorphen Materialien kann es sich um vulkanisches Glas und/oder um biogenen Opal handeln (vgl. Kap. III.3).

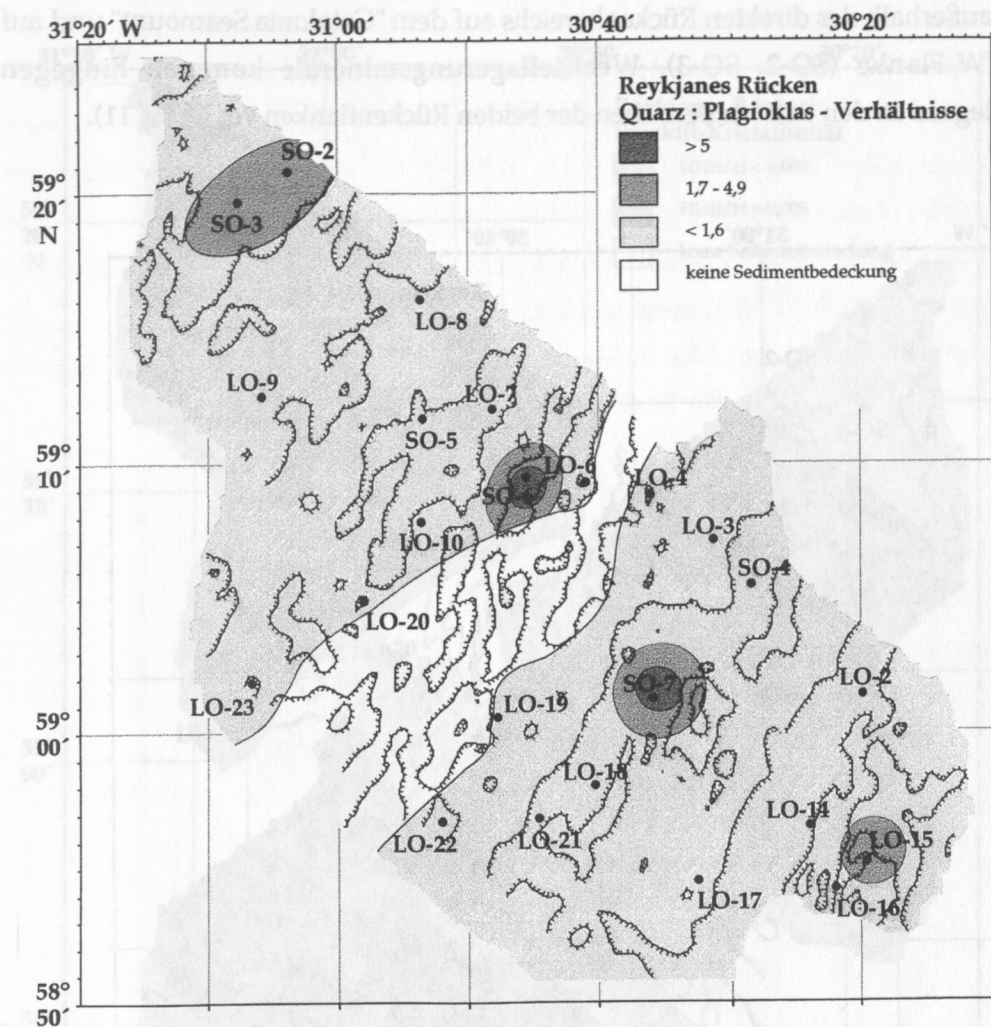


Abb. 10: Quarz:Plagioklas-Verhältnisse in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) aus relativen Peak-Intensitäten

Die untersuchten Smektit-Mineralen weisen einen Basalreflex zwischen $16,4 \text{ \AA}$ und $16,9 \text{ \AA}$ (Äthylenglykol) auf. Damit liegen nach der Definition in Tabelle 3 (Kap. III.3) Smektite und Wechsellagerungsminerale vor. In der räumlichen Verteilung der Smektite und Wechsellagerungsminerale ist eine klare Zonierung erkennbar (Abb. 11). Smektite treten insbesondere auf dem Rückenkamm und auf der SE-Flanke auf, sowie außerhalb des direkten Rückenbereichs auf dem "Catalonia Seamount" und auf der NW-Flanke (SO-2, SO-3). Wechsellagerungsminerale kommen hingegen überwiegend in den tieferen Bereichen der beiden Rückenflanken vor (Abb. 11).

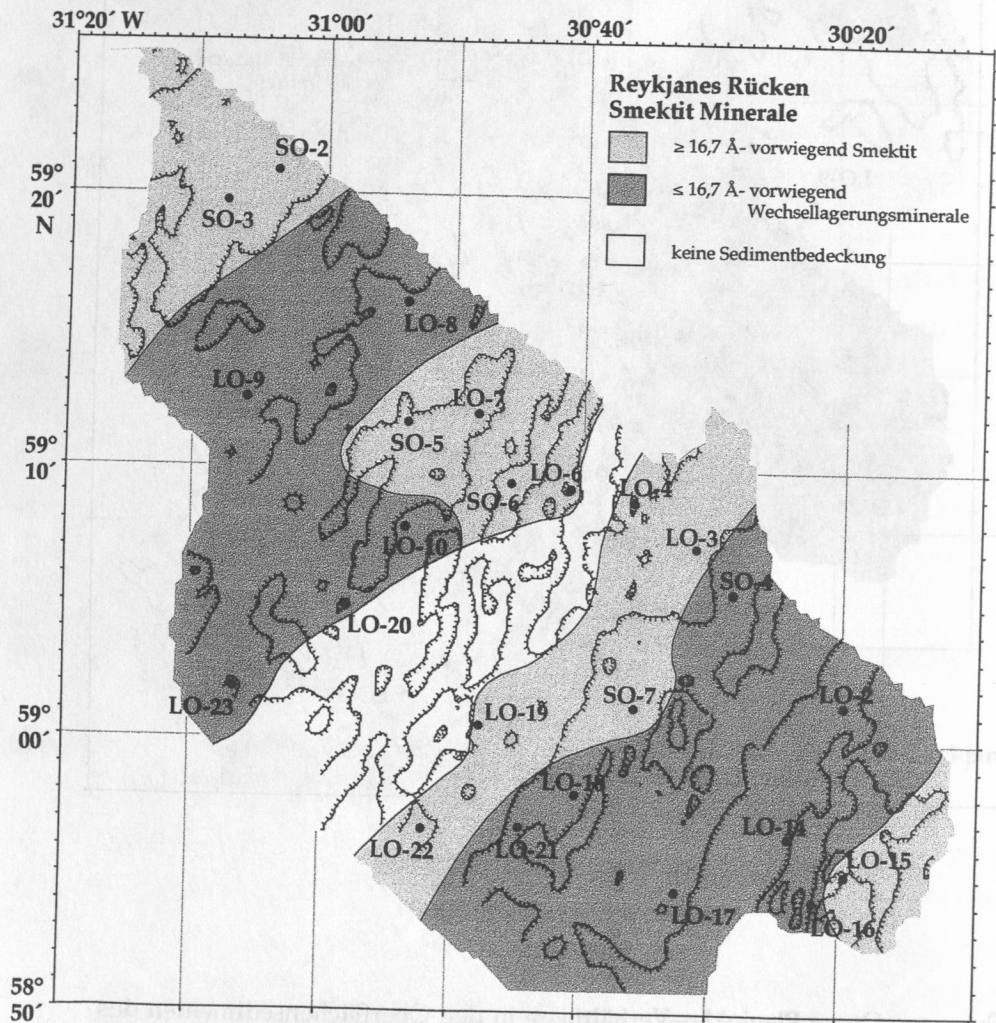


Abb. 11:

Verteilung von Smektit- und Smektit-Wechsellagerungsmineralen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$)

Der Kristallinitäts-Index (HHB/H) liegt zwischen 0,0026 und 0,0101 (Tab. 5), d.h. es kommen der Definition nach 'gut kristalline' und 'schlecht kristalline' Smektite vor. Die Mehrheit der Smektite zeichnet sich jedoch durch eine schlechte Kristallinität aus. Gut kristalline Smektite konnten vereinzelt in Sedimenten auf der SE-Flanke nachgewiesen werden (Abb. 12).

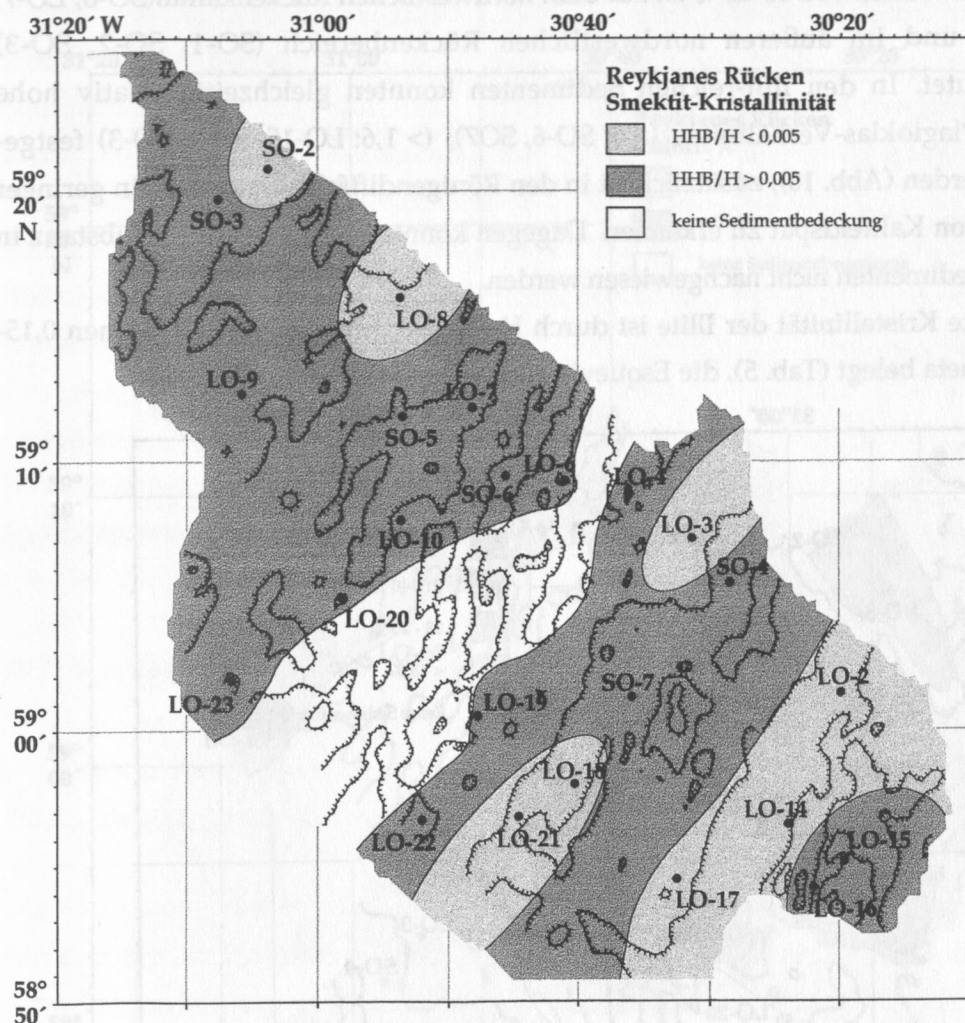


Abb. 12:

Kristallinität der Smektit-Mineralen - räumliche Verteilung in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion < 2 μm)
HHB/H < 0,005 - 'gut' kristallin, HHB/H > 0,005 - 'schlecht' kristallin

IV.1.3.2.2 Illit

Die Illit-Konzentrationen in den subrezenten Sedimenten sind mit Werten $< 15\%$ relativ niedrig. Signifikant erhöhte Illit-Konzentrationen von 25-52 % treten in den Stationen SO-6, SO-7 und LO-15 auf (Abb. 13). Eine Zone mit leicht erhöhten Illit-Konzentrationen von 13-20 % ist auf dem nordwestlichen Rückenriff (SO-6, LO-7, LO-10) und im äußeren nordwestlichen Rückenbereich (SO-1, SO-2, SO-3) angedeutet. In den Illit-reichen Sedimenten konnten gleichzeitig relativ hohe Quarz:Plagioklas-Verhältnisse (> 5 : SO-6, SO-7), ($> 1,6$: LO-15, SO-2, SO-3) festgestellt werden (Abb. 10), zusätzlich ist in den Röntgendiffraktogrammen ein geringer Anteil von Kalifeldspat zu erkennen. Dagegen konnte röntgenamorphe Substanz in diesen Sedimenten nicht nachgewiesen werden.

Eine gute Kristallinität der Illite ist durch Halbhöhenbreiten (HHB) zwischen 0,15-0,35° 2Theta belegt (Tab. 5), die Esquevin-Indices sind größer 0,5 (Tab. 5).

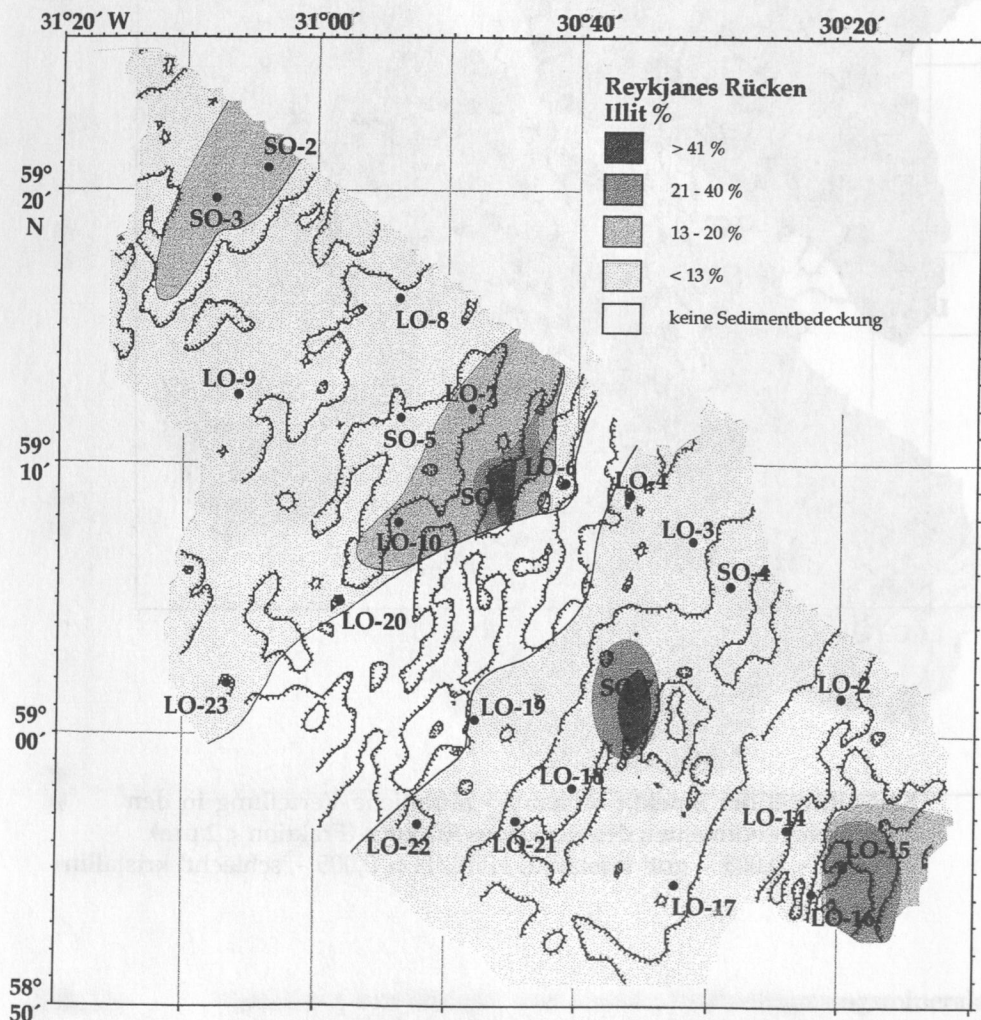


Abb. 13: Illit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2\ \mu\text{m}$) in relativen Flächenprozenten

IV.1.3.2.3 Chlorit

Die Chlorit-Gehalte sind mit 12-21 % im Durchschnitt höher als die Illit-Konzentrationen (Abb. 14), weisen jedoch keine nennenswerten regionalen Schwankungen auf.

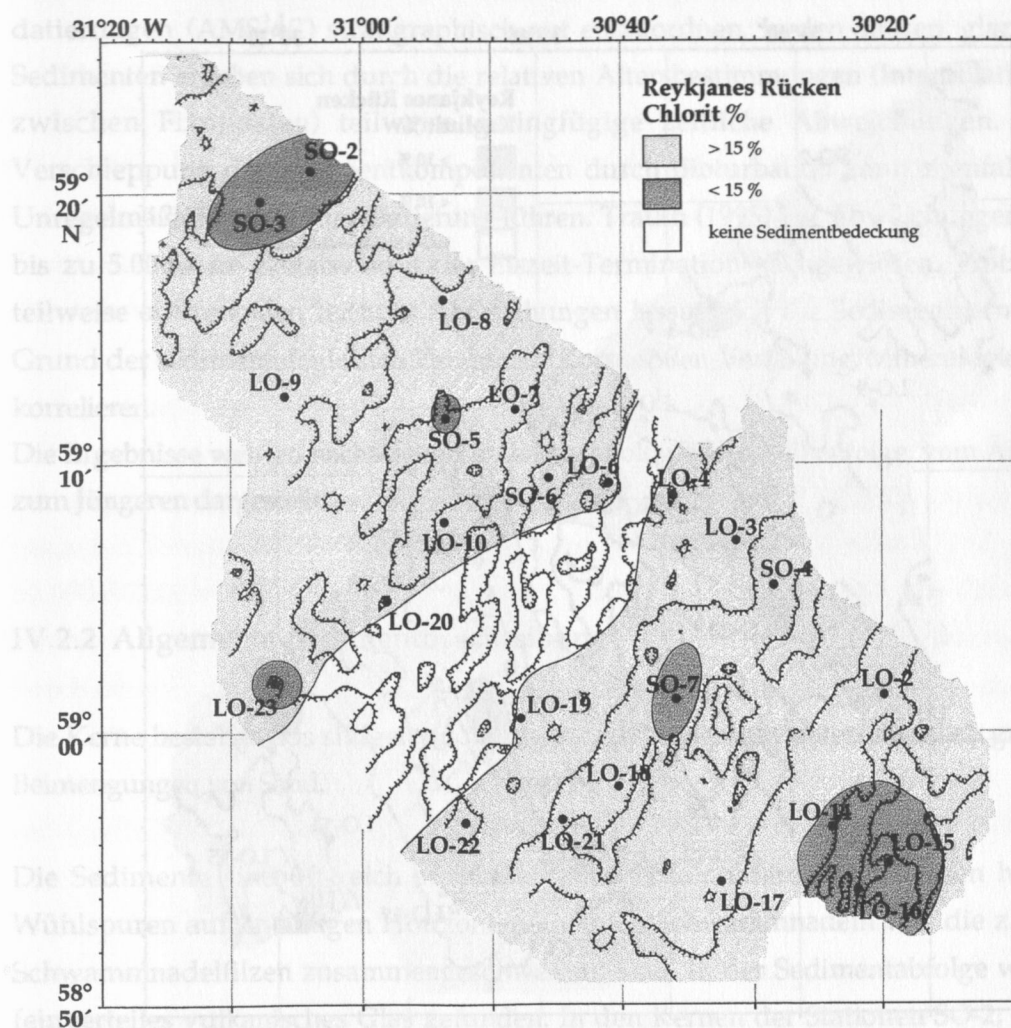


Abb. 14: Chlorit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) in relativen Flächenprozenten

IV.1.3.2.4 Kaolinit

Die relativen Variationen der Mineralanteile von Kaolinit (7-13 %) (Abb. 15) liegen z.T. an der Genauigkeitsgrenze der Diffraktometeranalysen und der semiquantitativen Berechnung der Mineralanteile. In den subrezent Sedimenten treten keine räumlichen Differenzierungen in der Verteilung auf.

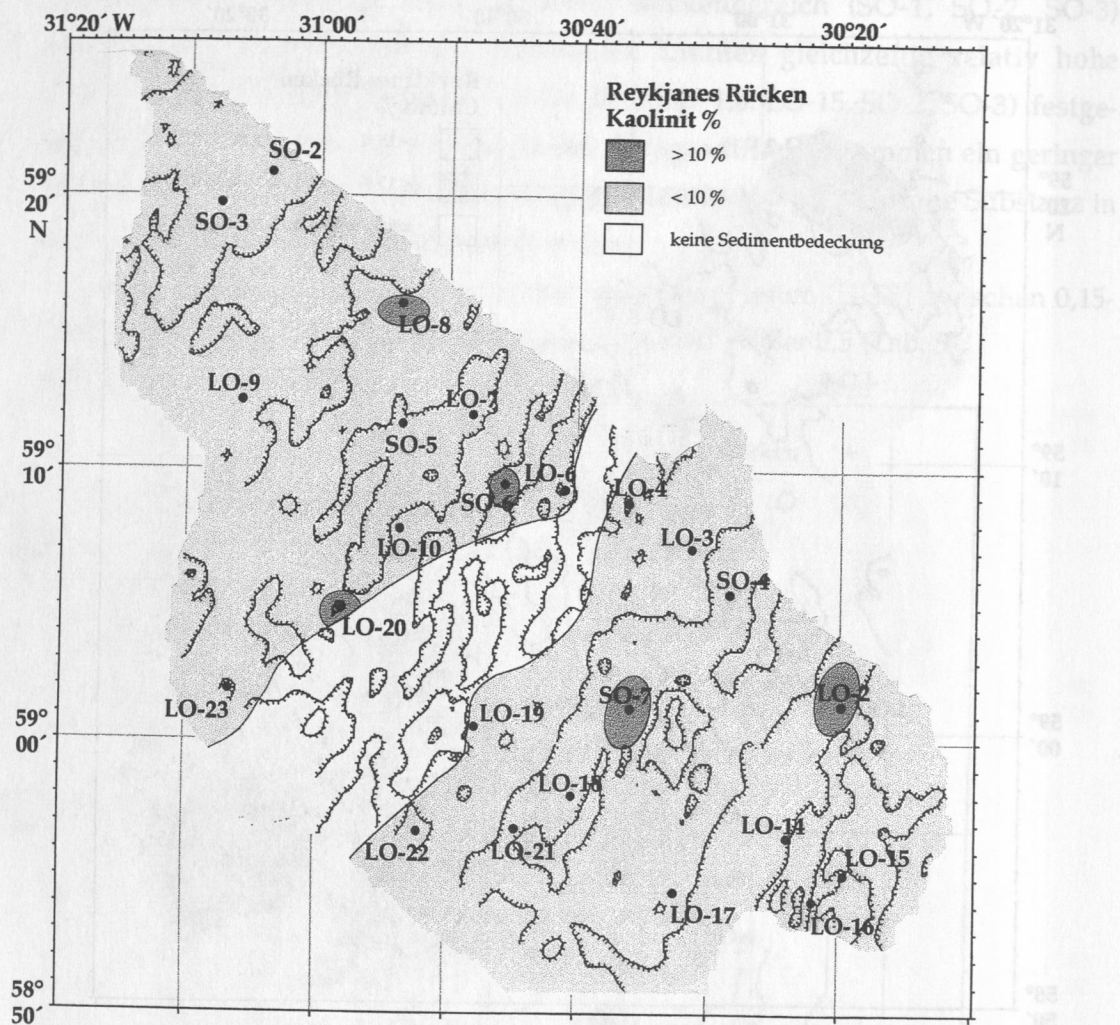


Abb. 15: Kaolinit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion < 2 µm) in relativen Flächenprozenten

IV.2 Zusammensetzung der Sedimentkerne

IV.2.1 Stratigraphische Einstufung der Sedimente

Die stratigraphische Grundlage der Altersdatierungen ist dem Kapitel III.4 zu entnehmen. Die holozänen Sedimente sind auf Grund zahlreicher absoluter Altersdatierungen (AMS¹⁴C) stratigraphisch gut einzuordnen. In den älteren, glazialen Sedimenten ergeben sich durch die relativen Altersbestimmungen (Interpolationen zwischen Fixpunkten) teilweise geringfügige zeitliche Abweichungen. Eine Verschleppung der Sedimentkomponenten durch Bioturbation kann ebenfalls zu Unregelmäßigkeiten in der Datierung führen. Trauth (1995) hat Abweichungen von bis zu 5.000 a im Zeitabschnitt der Eiszeit-Termination nachgewiesen. Trotz der teilweise auftretenden leichten Abweichungen lassen sich die Sedimentkerne auf Grund der sedimentologischen Parameter (Korngrößen-Verteilung, Mineralogie) gut korrelieren.

Die Ergebnisse werden nachfolgend in der chronologischen Reihenfolge, vom Älteren zum Jüngeren dargestellt.

IV.2.2 Allgemeine Sedimentbeschreibung

Die Kerne bestehen aus siltigen und tonigen Sedimenten mit unterschiedlich großen Beimengungen von Sand.

Die Sedimente sind oft reich an planktischen Foraminiferen und weisen häufig Wühlspuren auf. In einigen Horizonten kommen Schwammnadeln vor, die z.T. zu Schwammnadelfilzen zusammengeschwemmt sind. In der Sedimentabfolge wurde feinverteiles vulkanisches Glas gefunden. In den Kernen der Stationen SO-2, SO-5, SO-7, LO-21 und LO-23 sind auch deutlich ausgeprägte Aschenlagen vorhanden. Einige dieser Horizonte korrelieren mit den im Nordatlantik verbreiteten Aschenzonen AZ I und AZ II (Lackschewitz & Wallrabe-Adams 1993).

Vereinzelt kommen 'dropstones' (> 1 mm) vor, die aus Basaltbruchstücken, Gabbros, Plutoniten und Metamorphiten bestehen. Ein gehäuftes Auftreten von 'dropstones' (> 1 mm) wurde in den spätglazialen Sedimenten der Stationen SO-5, LO-21 und LO-23 beobachtet.

Die vorherrschenden Sedimentfarben sind grau und oliv-grau, untergeordnet kommen Brauntöne vor. Die Farbwechsel von grau zu braun lassen sich zwischen den Sedimentstationen korrelieren. Die jüngsten Sedimente, die dem Holozän zuzuordnen sind, weisen eine braune Färbung auf. Die glazialen Sedimente sind hauptsächlich durch graue und oliv-graue Farben charakterisiert. In den Sedimenten der Stationen SO-2, SO-7 und LO-23 sind kaum Farbveränderungen zu erkennen. Die basalen Sedimente (> 61.000 a) in SO-5 und SO-7 zeichnen sich durch braune Sedimentfarben aus.

Eine detaillierte Sedimentbeschreibung ist in den jeweiligen Fahrtberichten dokumentiert (Endler & Lackschewitz 1993, Wallrabe-Adams & Lackschewitz 1993), die Sedimentbeschreibungen sind als Diagramme im Anhang dieser Arbeit zu finden.

IV.2.3 Korngrößen-Verteilungen

Die Sedimente am Reykjanes Rücken sind generell durch einen hohen Anteil an feinkörnigen Partikeln gekennzeichnet, wobei die Feinfraktion ($<63\text{ }\mu\text{m}$) bis zu 90 Gew.-% ausmacht. Der Anteil der Tonfraktion dominiert in den Sedimenten der Stationen LO-21, SO-7, LO-23 und SO-2 mit Werten bis 67 Gew.-% (Abb. 16). Dagegen ist die Siltkomponente mit 66 Gew.-% in SO-5 deutlich angereichert. Annähernd gleich hohe Anteile an Ton und Silt treten im Kern SO-4 auf. Hohe bis sehr hohe Konzentrationen der Sandfraktion ($> 63\text{ }\mu\text{m}$) kennzeichnen die Stationen LO-6 (20-35 Gew.-%) und SO-6 (50-80 Gew.-%) auf dem Rückenkamm (Abb. 16).

Zur besseren Übersicht wurden Korngrößen-Verhältnisse gebildet (Abb. 17). In den Sedimenten im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 ($> 66.000\text{ y}$) treten geringe Ton:Silt-Verhältnisse (< 1) auf (Abb. 17). Im weiteren Verlauf des Sauerstoff-Isotopenstadiums 4 (65.000-59.000 y) und zu Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 3 (59.000-50.000 y) zeichnen sich kurzperiodische Wechsel von hohen und niedrigen Ton:Silt-Verhältnissen ab. Hohe Werte (bis 2,8) sind in Sedimenten bei 65.000-64.000 y, 61.000-60.000 y und 55.000 a zu finden, wobei die höchsten Ton:Silt-Verhältnisse in SO-7 auftreten. Bei 63.000 a, 58.000-57.000 y und 52.000-50.000 y bildet sich eine relative Anreicherung der Siltfraktion (Ton:Silt-Verhältnisse < 1) ab. Bei 58.000-57.000 y ist außerdem ein Zuwachs der Sandfraktion zu erkennen. Die höchsten Silt- bzw. die geringsten Tonanteile (Ton:Silt-Verhältnisse $< 0,5$) treten im Kern SO-5 auf. Generell fällt jedoch der Anstieg der Ton:Silt-Verhältnisse in der Zeit von 65.000 bis 55.000 y auf. Stark reduzierte Ton:Silt-Verhältnisse liegen in Sedimenten zwischen 54.000 und 50.000 y vor.

Im Anschluß an dieses Minimum erfolgt zwischen 50.000 und ca. 35.000 a ein nahezu linearer Anstieg der Ton:Silt-Verhältnisse auf Werte zwischen 1,6 und 2. Dieses Muster kehrt sich im Kern SO-2 jedoch um. Nach einem Ton:Silt-Maximum bei ca. 35.000 a zeigt sich in den Sedimenten von der NW-Flanke ein Absinken der Ton:Silt-Verhältnisse auf Werte < 1 bis bis zum Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 2 (27.000 a). Der jüngere Teil des Stadiums 2 von 27.000 bis ca. 21.000 y ist auf dieser Rückenflanke durch niedrige Ton:Silt-Verhältnisse zwischen 1 und 0,5 charakterisiert.

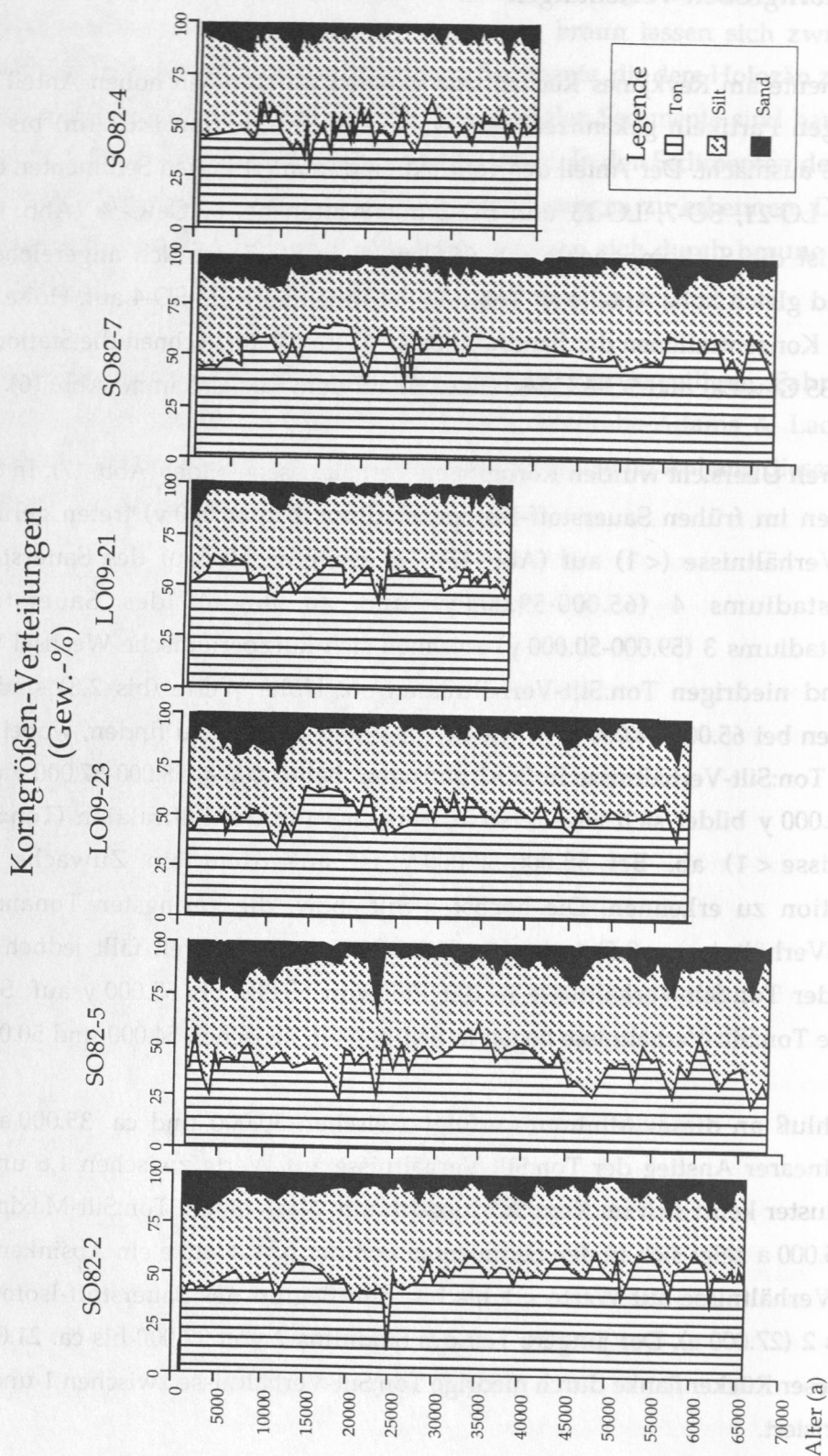


Abb. 16:

Variationen in den Ton-, Silt- und Sand-Verteilungen der Sedimente am Reykjanes Rücken während der letzten 70.000 y in Gewichtsprozent

Ein anderes Muster zeigen die Sedimente auf der SE-Flanke. Nach einem Minimum bei 30.000 a beginnt das Isotopenstadium 2 (27.000 a) mit einem Anstieg der Ton:Silt-Verhältnisse auf Werte bis 2. Im frühen Isotopenstadium 2 (27.000-20.000 y) ist in diesen Sedimenten ein mehrfacher kurzfristiger Wechsel zwischen hohen und niedrigen Ton:Silt-Verhältnissen zu erkennen.

Während des letzten glazialen Maximums und der Termination IA (18.000-14.000 y) sind die Ton:Silt-Verhältnisse hoch (1,6-2,5), wobei in SO-7 die höchsten Werte vorliegen. Etwas abweichend vom generellen Trend stellt sich die Situation in Station SO-4 dar. In diesen Sedimenten ist ein Anstieg der Ton:Silt-Verhältnisse im letzten glazialen Maximum nur wenig ausgeprägt.

Die spätglazialen Sedimente (14.000-10.000 y) sind durch sehr niedrige Ton:Silt-Verhältnisse (< 1) charakterisiert, was auf eine relative Zunahme der grobkörnigen Sedimentkomponenten hinweist. Bei ca. 12.000 a fällt ein leichter Anstieg der Ton:Silt-Verhältnisse auf Werte bis 1,6 auf.

Der Beginn des Holozäns (10.000-7.000 y) ist durch einen erneuten Anstieg der Ton:Silt-Verhältnisse charakterisiert. Besonders hohe Werte wurden in den Sedimenten der Kerne SO-4 und SO-7 ermittelt, im Kern SO-2 ist dieser Anstieg nicht zu erkennen. In LO-21 zeichnet sich eine zeitlich verzögerte Erhöhung der Ton:Silt-Verhältnisse bei ca. 7.000 a ab. Ab dem mittleren Holozän (7.000 a) sinken die Ton:Silt-Verhältnisse allgemein auf Werte um 1 ab, in den jüngsten Sedimenten, ab ca. 5.000 a verringern sich die Ton:Silt-Verhältnisse nochmals auf Werte < 1 .



Abbildung 1: Veränderungen der Ton:Silt-Verhältnisse in den Sedimenten des Rappansee-Küsten während des letzten 30.000 y, errechnet aus den Gew.-% der Ton- und Siltfraktionen.

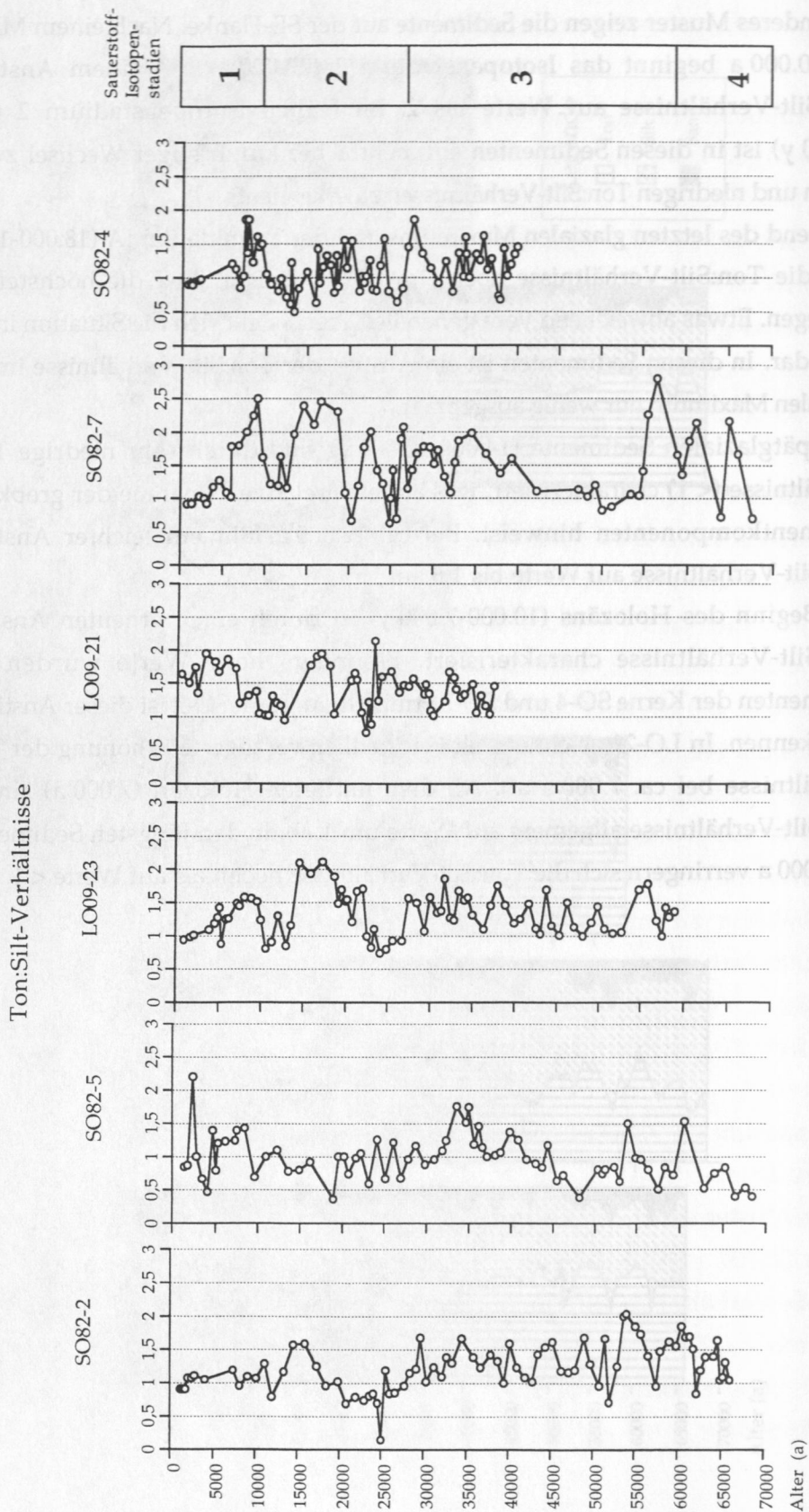


Abb. 17:

Veränderungen der Ton:Silt-Verhältnisse in den Sedimenten des Reykjanes Rückens während der letzten 70.000 y, errechnet aus den Gew.-% der Fraktionen $<2\mu\text{m}$ und $2-63\mu\text{m}$

IV.2.4 Mineralogische Zusammensetzung der Tonfraktion

Die Sedimente am Reykjanes Rückens zeichnen sich durch hohe Anteile an Smektit (21-76 %) und Illit-Mineralen (10-50 %) aus. Die Verteilung dieser beiden Mineralgruppen zeigen eine negative Korrelation. Regionale Unterschiede in der Verteilung dieser beiden Tonmineralgruppen sind nicht eindeutig zu erkennen. Eine Ausnahme bildet lediglich die Station SO-6 auf dem Rückenkamm, in der die Smektit-Konzentrationen mit Werten um 10 % sehr niedrig sind, während die Illit-Gehalte mit 60 % sehr hoch sind. Minerale der Chlorit-Gruppe sind mit Konzentrationen zwischen 6-25 % nur untergeordnet vertreten. Ebenso sind die Konzentrationen von Kaolinit (5-15 %) relativ insignifikant. Auch in der räumlichen Verteilung der Chlorit- und Kaolinit-Minerale zeigen sich keine nennenswerten Unterschiede zwischen den Sediment-Stationen.

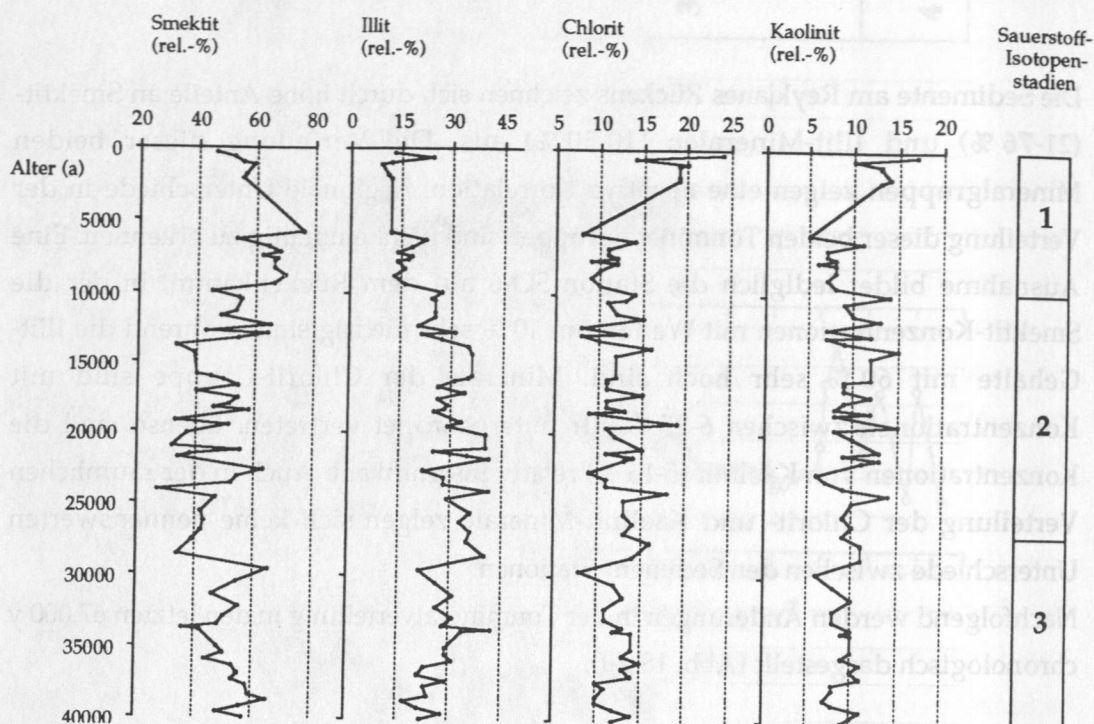
Nachfolgend werden Änderungen in der Tonmineralverteilung in den letzten 67.000 y chronologisch dargestellt (Abb. 18 a-f).

Spätes Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (66.000-59.000 y)

Die basalen Sedimente (> 66.000 y) sind durch sehr hohe Smektit-Gehalte zwischen 62-73 % gekennzeichnet (SO-2, SO-5, SO-7) (Abb. 18 a-f, Abb. 19), gleichzeitig treten sehr niedrige Illit-Konzentrationen (13-23 %) auf. Die Anteile an Kaolinit (5-8 %) und Chlorit (9-12 %) sind unterrepräsentiert.

Im weiteren Verlauf des Isotopenstadiums 4 (65.000-59.000 y) verringern sich die Smektit-Konzentrationen auf 40-60 %. Gleichzeitig ist ein Anstieg der Illit-Komponenten auf bis zu 40 % zu beobachten, wobei etwas geringere Illit-Anteile in SO-5 (< 30 %) auftreten. Gleichzeitig ist ein Anstieg der Kaolinit-Minerale auf bis zu 14 % zu verzeichnen. Die Chlorit-Gehalte sind mit 10-15 % nur unwesentlich verändert. Die niedrigsten Smektit-Konzentrationen in Isotopenstadium 4 (37-43 %) sind bei 64.000-63.000 y und 62.000 a zu erkennen. Analog dazu steigt in diesen Horizonten der Gehalt der anderen Tonminerale, vor allem von Illit, an.

SO82-4



LO09-21

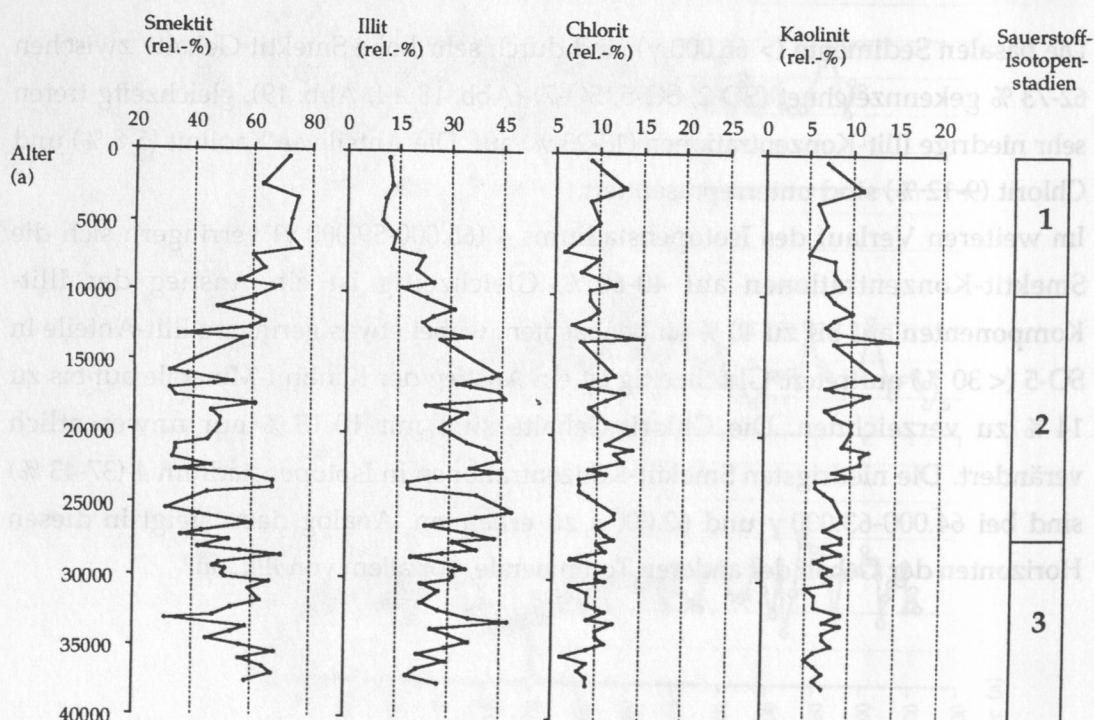


Abb. 18 a/b: Variationen in der Tonmineral-Verteilung während der letzten 40.000 y in Sedimenten der SE-Flanke des Reykjanes Rückens (SO82-4, LO09-21) in relativen Flächenprozenten

SO2-7

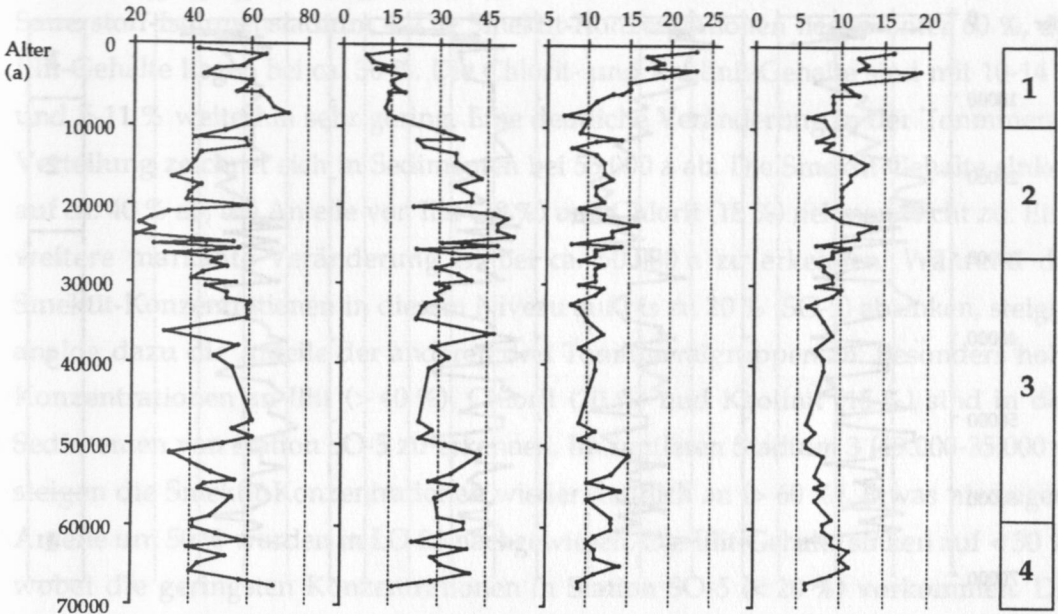
Smektit
(rel.-%)

Illit
(rel.-%)

Chlorit
(rel.-%)

Kaolinit
(rel.-%)

Sauerstoff-
Isotopen-
stadien



LO09-23

Smektit
(rel.-%)

Illit
(rel.-%)

Chlorit
(rel.-%)

Kaolinit
(rel.-%)

Sauerstoff-
Isotopen-
stadien

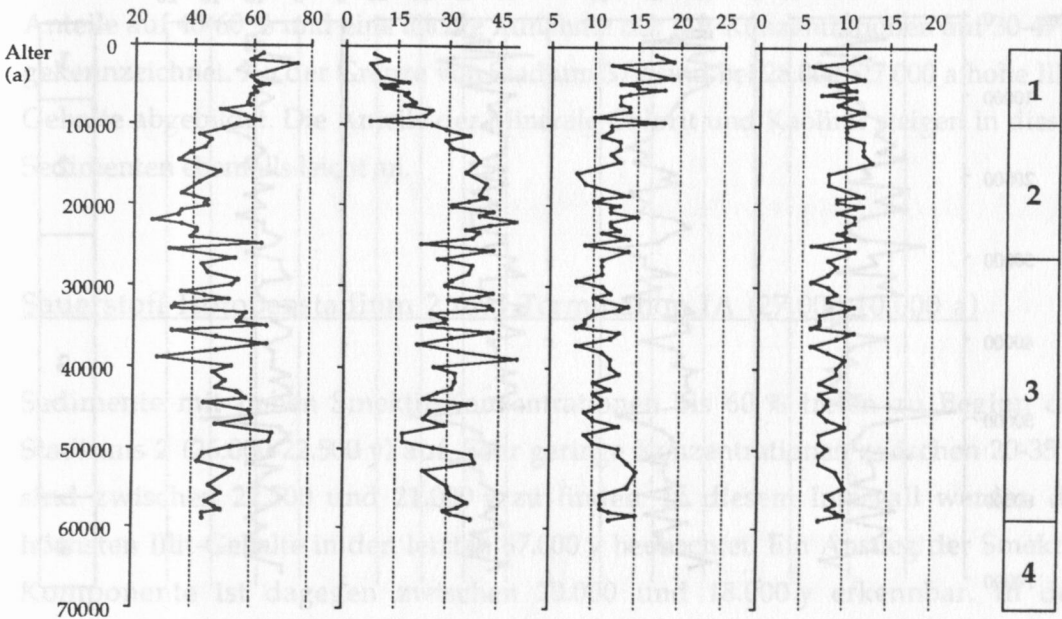
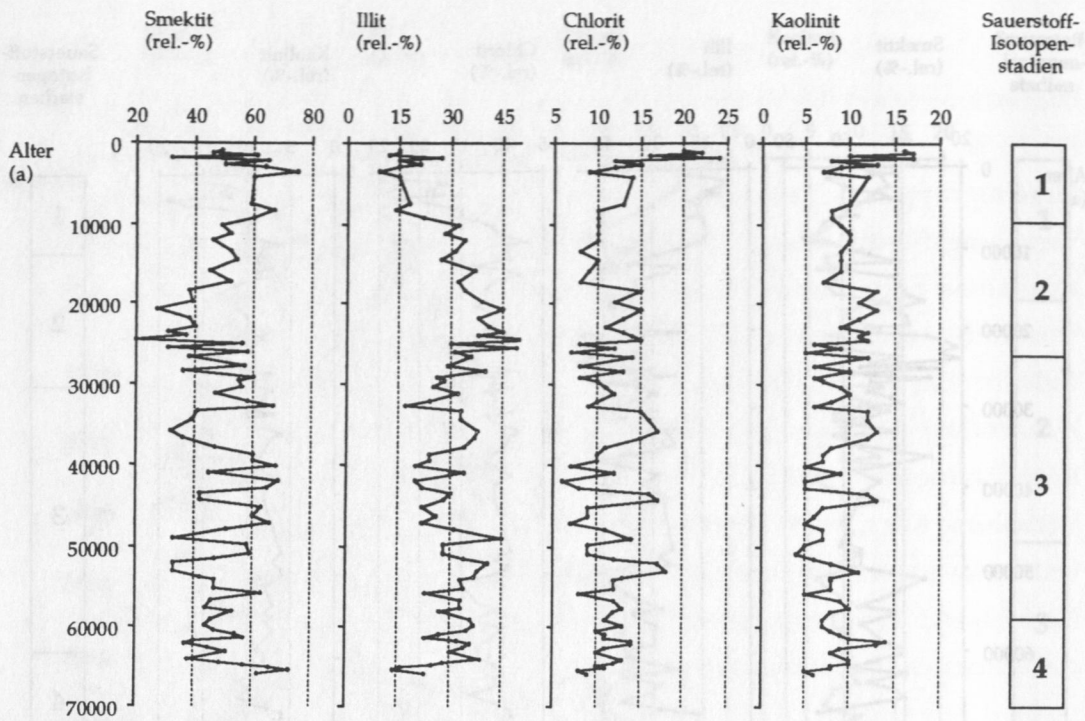


Abb. 18 c/d: Variationen in der Tonmineral-Verteilung während der letzten 70.000 y in Sedimenten der SE-Flanke (SO2-7) und der NW-Flanke (LO09-23) des Reykjanes Rückens in relativen Flächenprozenten

SO82-2



SO82-5

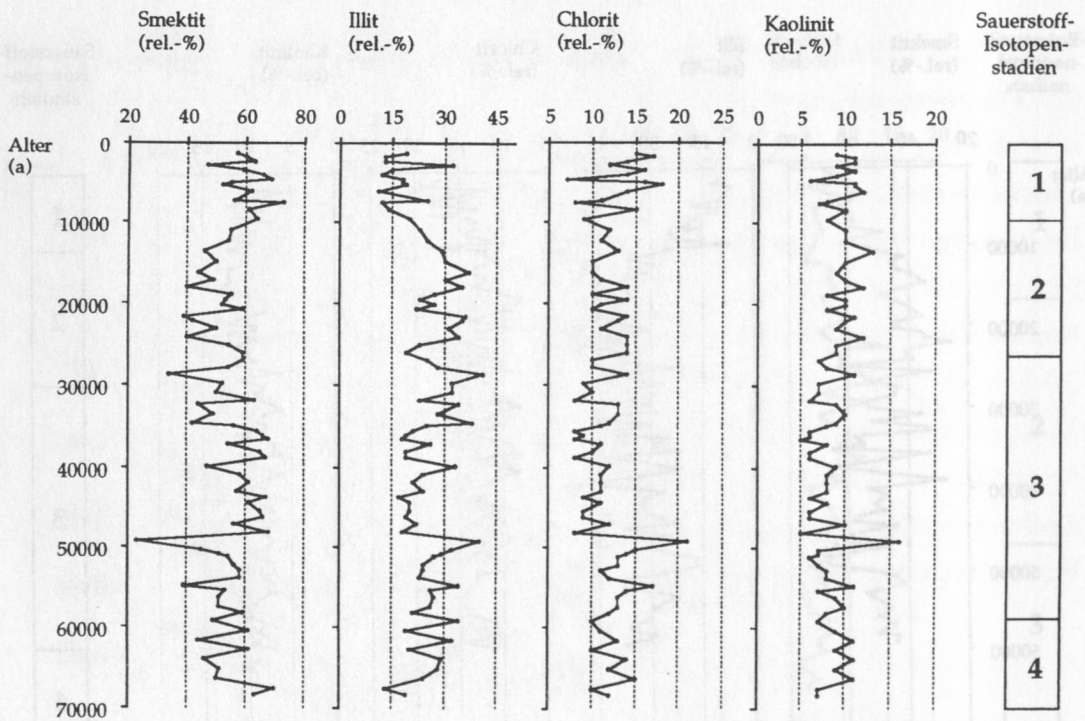


Abb. 18 e/f: Variationen in der Tonmineral-Verteilung während der letzten 70.000 y in Sedimenten der NW-Flanke des Reykjanes Rückens (SO82-5, SO82-2) in relativen Flächenprozenten

Sauerstoff-Isotopen-Stadium 3 (59.000-27.000 y)

Im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (59.000-50.000 y) ändern sich die Bedingungen im Eintrag der lithogenen Feinfraktion nur unwesentlich gegenüber Sauerstoff-Isotopenstadium 4. Die Smektit-Konzentrationen liegen unter 60 %, die Illit-Gehalte liegen bei ca. 30 %. Die Chlorit- und Kaolinit-Gehalte sind mit 10-14 % und 5-11 % weiterhin sehr gering. Eine deutliche Veränderung in der Tonmineral-Verteilung zeichnet sich in Sedimenten bei 55.000 a ab. Die Smektit-Gehalte sinken auf ca. 40 % ab, die Anteile von Illit (38 %) und Chlorit (18 %) nehmen leicht zu. Eine weitere markante Veränderung ist bei ca. 50.000 a zu erkennen. Während die Smektit-Konzentrationen in diesem Niveau auf bis zu 20 % (SO-5) absinken, steigen analog dazu die Anteile der anderen drei Tonmineralgruppen an. Besonders hohe Konzentrationen an Illit (> 40 %), Chlorit (20 %) und Kaolinit (15 %) sind in den Sedimenten von Station SO-5 zu erkennen. Im mittleren Stadium 3 (49.000-35.000 y) steigen die Smektit-Konzentrationen wieder deutlich an (> 60 %). Etwas niedrigere Anteile um 50 % wurden in LO-23 nachgewiesen. Die Illit-Gehalte sinken auf < 30 %, wobei die geringsten Konzentrationen in Station SO-5 (< 20 %) vorkommen. Die Chlorit-Anteile liegen bei 10 %, Kaolinit zeigt ebenfalls keine nennenswerten Änderungen. Deutliche Smektit-Minima zeigen sich bei 40.000 a und 35.000 a, in Station SO-2 ist ein zusätzliches Minimum bei 42.000 a zu sehen. Analog dazu ist ein Anstieg der Konzentrationen von Illit, Chlorit und Kaolinit zu verzeichnen. Das späte Isotopenstadium 3 (34.000-27.000 y) ist durch eine Verringerung der Smektit-Anteile auf 40-60 % und eine leichte Zunahme der Illit-Konzentrationen auf 30-47 % gekennzeichnet. An der Grenze von Stadium 3/2 sind bei 28.000/27.000 a hohe Illit-Gehalte abgebildet. Die Anteile der Minerale Chlorit und Kaolinit steigen in diesen Sedimenten ebenfalls leicht an.

Sauerstoff-Isotopenstadium 2 und Termination IA (27.000-10.000 a)

Sedimente mit hohen Smektit-Konzentrationen bis 60 % treten zu Beginn des Stadiums 2 (26.000-22.500 y) auf. Sehr geringe Konzentrationen zwischen 20-35 % sind zwischen 22.500 und 21.000 y zu finden. In diesem Intervall werden die höchsten Illit-Gehalte in den letzten 67.000 y beobachtet. Ein Anstieg der Smektit-Komponente ist dagegen zwischen 20.000 und 18.000 y erkennbar. In den Sedimenten der Stationen SO-4, SO-5, SO-7 und LO-21 erreichen die Smektite 60 %, während die Konzentrationen in SO-2 und LO-23 etwas geringer sind.

Im LGM (18.000-16.000 y) sind relativ niedrige Smektit-Konzentrationen abgebildet. Ab ca. 15.000 a steigen die Smektit-Gehalte langsam und kontinuierlich an, wobei zwischen 13.000-11.500 y ein nochmaliger deutlicher Anstieg erfolgt. Ein kurzfristiger Rückgang der Smektit-Konzentrationen ist bei ca. 11.500-10.000 y abgebildet.

Sauerstoff-Isotopenstadium 1 / Holozän (< 10.000 a)

Ein markanter Anstieg der Smektit-Konzentrationen auf Werte > 60 % kennzeichnet den Übergang vom Pleistozän zum Holozän. Mit Beginn des Holozäns ist auch ein Anstieg der Chlorit-Gehalte (18 %) in den Sedimenten auf der NW-Flanke des Reykjanes Rückens zu erkennen. In den Sedimenten der SE-Flanke (SO-7, LO-21) ist ein Anstieg der Chlorit-Konzentrationen (24 %) erst in jüngeren Horizonten (< 5.000 y) zu verzeichnen. Der Anteil der Illite sinkt in den holozänen Sedimenten auf unter 15 %. Generell zeichnen sich die holozänen Sedimente durch hohe Smektit-Gehalte (60-76 %) aus. Untergeordnet treten auch Horizonte mit verminderten Smektit-Konzentrationen auf. Diese Horizonte kommen in Sedimenten der NW-Flanke bei 7.300/7.400 a (SO-2, SO-5), 5.300-5.000 y (SO-5, SO-2 keine Daten), 2.800/2.600 a (SO-5, SO-2) und < 1.200 y (SO-2, SO-5 keine Daten) vor. Smektit-Konzentrationen unter 56 % treten auch in den spätholozänen Sedimenten auf der SE-Flanke in SO-7 (3.800-3.000 y) und SO-4 (< 1.900 y) auf. Die Smektit-Konzentrationen in den holozänen Sedimenten von LO-21 und LO-23 sind allgemein größer als 60 %.

IV.2.5 Darstellung von Mineralverhältnissen

IV.2.5.1 Smektit:Illit-Verhältnisse

Zur Hervorhebung von Veränderungen in der Tonmineralzusammensetzung werden neben den relativen Anteilen der einzelnen Tonminerale auch die Verhältnisse der Tonminerale zueinander dargestellt. Die Verteilung der Hauptkomponenten Smektit und Illit ist gegenläufig. Die Smektit:Illit-Verhältnisse schwanken deutlich zwischen 0,2-10,7 während der letzten 67.000 y (Abb. 19). Räumliche Differenzierungen der Smektit:Illit-Verhältnisse zwischen den Sedimenten der SE-Flanke (0,4-9,3) und der NW-Flanke (0,4-10,7) sind nicht eindeutig nachzuweisen.

Smektit : Illit - Verhältnisse

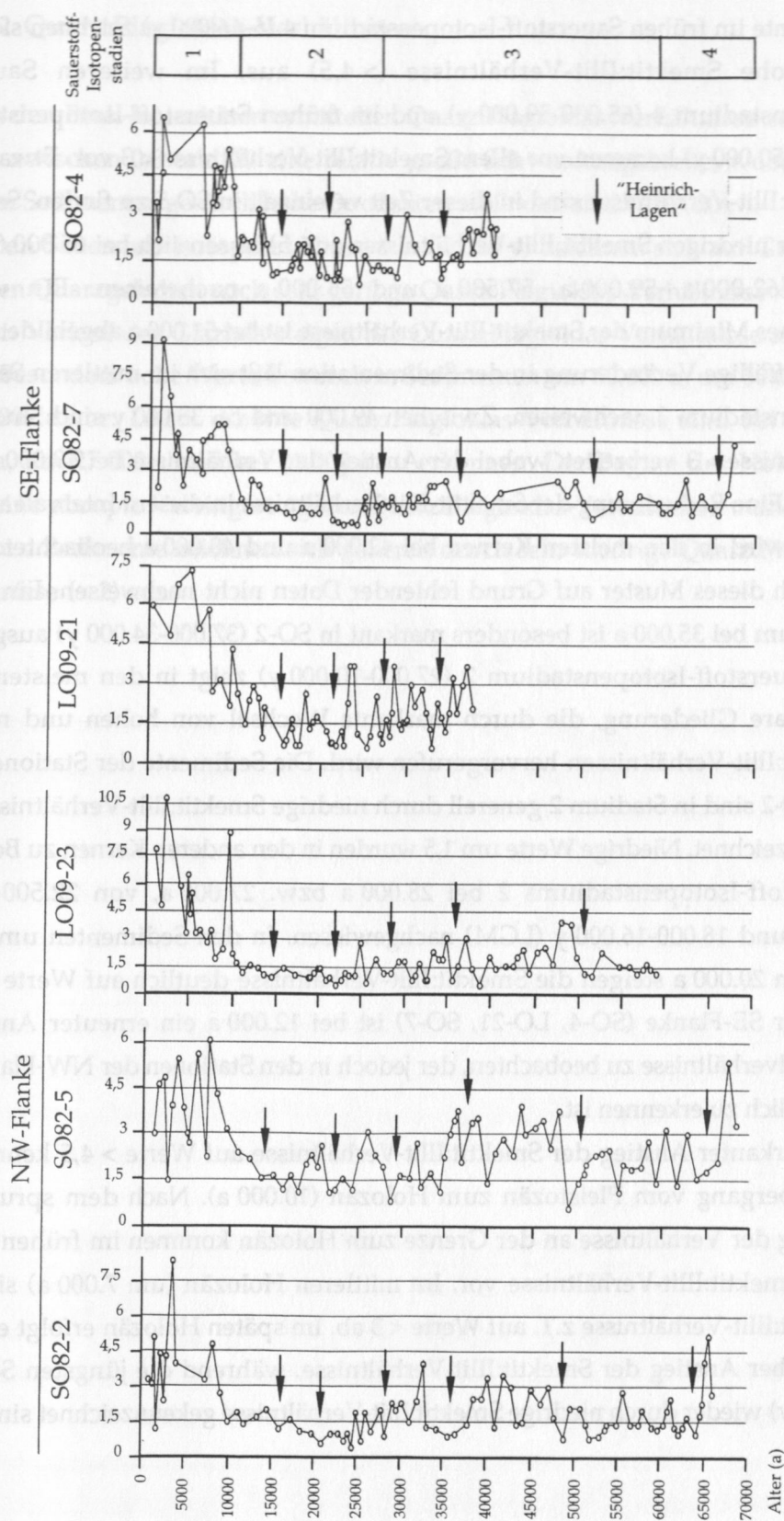


Abb. 19:

Veränderungen der Smektit:Illit-Verhältnisse während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens (aus relativen Flächen-%)

Sedimente im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (> 66.000 y) zeichnen sich durch sehr hohe Smektit:Illit-Verhältnisse ($> 4,5$) aus. Im weiteren Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (65.000 - 59.000 y) und im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (59.000 - 50.000 y) kommen vor allem Smektit:Illit-Verhältnisse < 3 vor. Etwas höhere Smektit:Illit-Verhältnisse sind in dieser Zeit vereinzelt in SO-5 zu finden. Sedimente mit sehr niedrigen Smektit:Illit-Verhältnissen ($< 1,5$) lassen sich bei $65.000/64.000$ a, $63.000/62.000$ a, 59.000 a, 57.500 a und 55.000 a nachweisen. Ein weiteres, deutliches Minimum der Smektit-Illit-Verhältnisse ist bei 51.000 a abgebildet. Eine auffällige Veränderung in der Sedimentation läßt sich im mittleren Sauerstoff-Isotopenstadium 3 nachweisen. Zwischen 49.000 und ca. 35.000 y sind Smektit:Illit-Verhältnisse > 3 verbreitet, wobei der Anstieg der Verhältnisse bei 49.000 a abrupt erfolgt. Eine Reduzierung der Smektit-Illit-Verhältnisse in diesem Intervall auf Werte bis $1,5$ wird in den meisten Kernen bei 42.000 a und 40.000 a beobachtet. In SO-7 läßt sich dieses Muster auf Grund fehlender Daten nicht nachweisen. Ein weiteres Minimum bei 35.000 a ist besonders markant in SO-2 (37.000 - 34.000 y) ausgebildet. Das Sauerstoff-Isotopenstadium 2 (27.000 - 10.000 y) zeigt in den meisten Kernen eine klare Gliederung, die durch markante Wechsel von hohen und niedrigen Smektit:Illit-Verhältnissen hervorgerufen wird. Die Sedimente der Stationen LO-23 und SO-2 sind in Stadium 2 generell durch niedrige Smektit:Illit-Verhältnisse ($< 1,5$) gekennzeichnet. Niedrige Werte um $1,5$ wurden in den anderen Kernen zu Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 2 bei 28.000 a bzw. 27.000 a, von 22.500 - 21.000 y ($< 1,5$) und 18.000 - 16.000 y (LGM) nachgewiesen. In den Sedimenten um 25.000 a und um 20.000 a steigen die Smektit:Illit-Verhältnisse deutlich auf Werte bis 3 an. Auf der SE-Flanke (SO-4, LO-21, SO-7) ist bei 12.000 a ein erneuter Anstieg der Mineralverhältnisse zu beobachten, der jedoch in den Stationen der NW-Flanke nicht so deutlich zu erkennen ist. Ein markanter Anstieg der Smektit:Illit-Verhältnisse auf Werte $> 4,5$ kennzeichnet den Übergang vom Pleistozän zum Holozän (10.000 a). Nach dem sprunghaften Anstieg der Verhältnisse an der Grenze zum Holozän kommen im frühen Holozän hohe Smektit:Illit-Verhältnisse vor. Im mittleren Holozän (um 7.000 a) sinken die Smektit:Illit-Verhältnisse z.T. auf Werte < 3 ab. Im späten Holozän erfolgt erneut ein deutlicher Anstieg der Smektit:Illit-Verhältnisse, während die jüngsten Sedimente (< 800 y) wieder durch niedrige Smektit:Illit-Verhältnisse gekennzeichnet sind.

IV.2.5.2 Quarz:Plagioklas-Verhältnisse

Die aus den Peak-Intensitäten ermittelten Quarz:Plagioklas-Verhältnisse zeigen mit Werten zwischen 0,8 und 10 eine relativ große Schwankungsbreite, wobei in den glazialen Sedimenten generell hohe Quotienten zu finden sind (Abb. 20).

Im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (> 66.000 y) zeichnen sich auf Grund von niedrigen Quarzgehalten noch sehr geringe Quarz:Plagioklas-Verhältnisse < 2 ab. Im weiteren Verlauf des Glazials steigen die Quarz:Plagioklas-Verhältnisse auf Werte > 3 an. Besonders hohe Werte kommen in Sedimenten um 60.000 a, um 50.000 a und um 14.000 a vor. Leicht erhöhte Quarz:Plagioklas-Verhältnisse sind bei 42.000 a, 35.000 a, um 27.000 a und bei 21.000 a zu erkennen. Der Beginn des Holozäns ist durch eine abrupte Verringerung der Quarz:Plagioklas-Verhältnisse markiert. Die holozänen Sedimente zeichnen sich generell durch sehr niedrige Quarz:Plagioklas-Verhältnisse (< 2) aus.

Quarz : Plagioklas - Verhältnisse

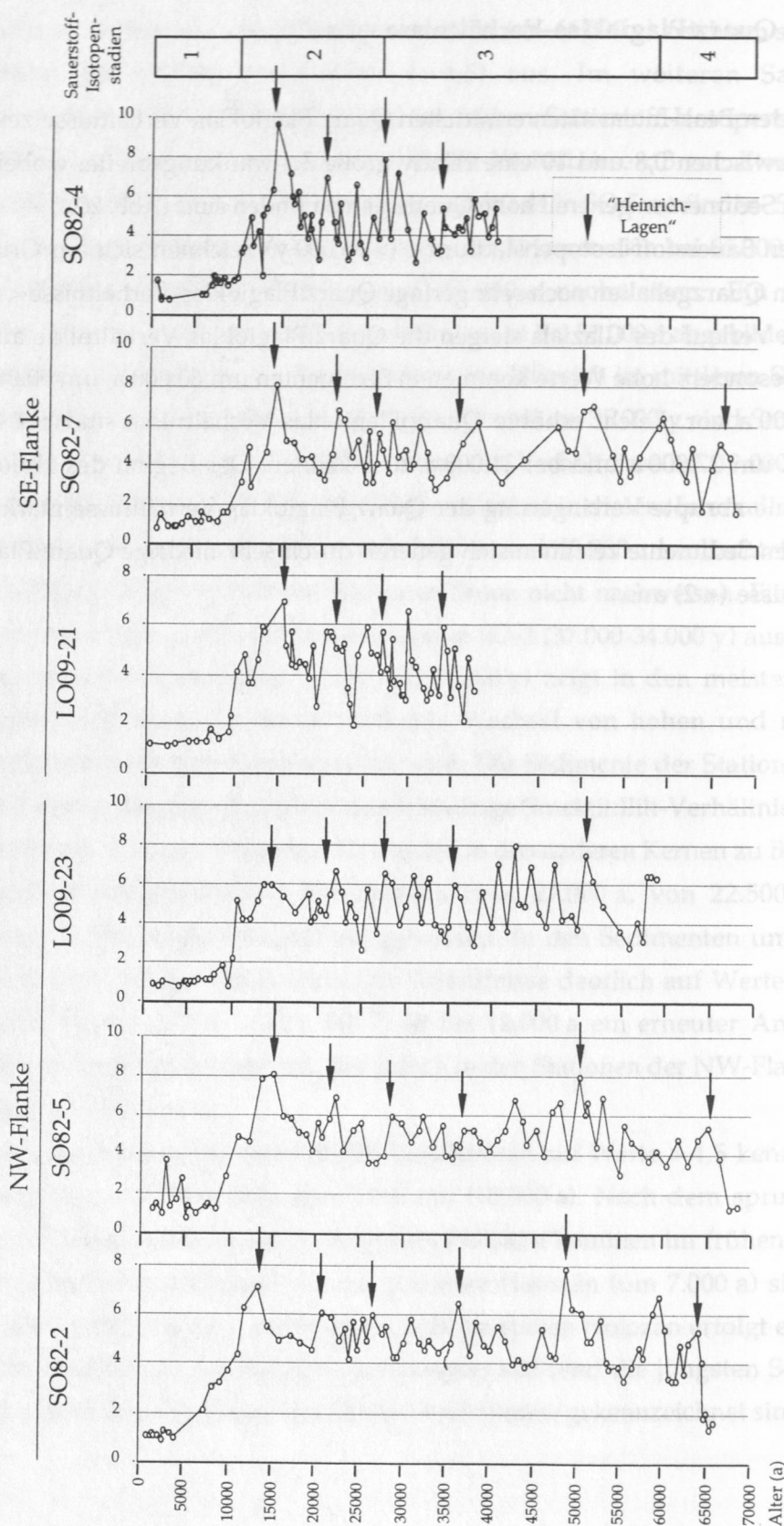


Abb. 20:

Veränderungen der Quarz:Plagioklas-Verhältnisse während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens (aus relativen Peak-Intensitäten), Pfeile kennzeichnen Korrelationen mit "Heinrich-Lagen"

IV.2.6 Verteilung von Mineralen der Smektit-Gruppe

Im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (> 66.000 y) sind Basalreflexe von 16,6 Å bis 15,3 Å zu erkennen, d.h. es treten vorwiegend Wechsellagerungsminerale und Vermikulite auf (Abb. 21). In den jüngeren Sedimenten (65.000-57.000 y) ist die Sedimentation durch das hauptsächliche Vorkommen von Smektit-Mineralen (> 16,7 Å) geprägt. Um 55.000 a zeigt sich wieder eine deutliche Verschiebung der Basalreflexe, d.h. Wechsellagerungsminerale und vor allem Vermikulite sind in diesen Sedimenten vorherrschend. In der Zeit von 57.000-28.000 y sind Smektit-Mineralen relativ stark vertreten, wobei in LO-23 fast ausschließlich Smektite auftreten. Ein anderes Bild ergibt sich in SO-7, wo hauptsächlich Wechsellagerungsminerale vorkommen. In den anderen Stationen zeigen sich Vorkommen von Wechsellagerungsmineralen und Vermikuliten in Horizonten um 50.000 a, bei 44.000 a und bei 34.000 a.

Das frühe Sauerstoff-Isotopenstadium 2 (27.000-18.000 y) ist durch häufige kurzperiodische Wechsel im Auftreten von Smektiten und Wechsellagerungsmineralen, und besonders Vermikuliten gekennzeichnet. Es können vier Horizonte bei 26.000 a, 24.000 a, 21.000/20.000 a und bei 19.000/18.000 a auf Grund eines gehäuftten Auftretens von Vermikuliten miteinander korreliert werden. Besonders deutlich treten diese Horizonte in den Sedimenten der Station SO-4 auf.

Im LGM und im späten Glazial (18.000-11.000 y) zeigen sich leichte Unterschiede in den Sedimenten der beiden Rückenflanken. Die Sedimente auf der SE-Flanke (SO-4, SO-7, LO-21) sind durch das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen und Vermikuliten gekennzeichnet, während in den Sedimenten auf der NW-Flanke vorwiegend Smektite vorkommen.

Auch die holozänen Sedimente lassen leichte Unterschiede zwischen den beiden Rückenflanken erkennen. Mit Beginn des Holozäns (10.000 a) ist eine auffallende Zunahme im Auftreten von Wechsellagerungsmineralen, und vor allem von Vermikuliten, in den Sedimenten auf der NW-Flanke zu verzeichnen. Die holozänen Sedimente der SE-Flanke sind dagegen durch das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen gekennzeichnet. In diesen Sedimenten werden kurzperiodische Schwankungen im Auftreten der Smektit- und Wechsellagerungsminerale beobachtet.

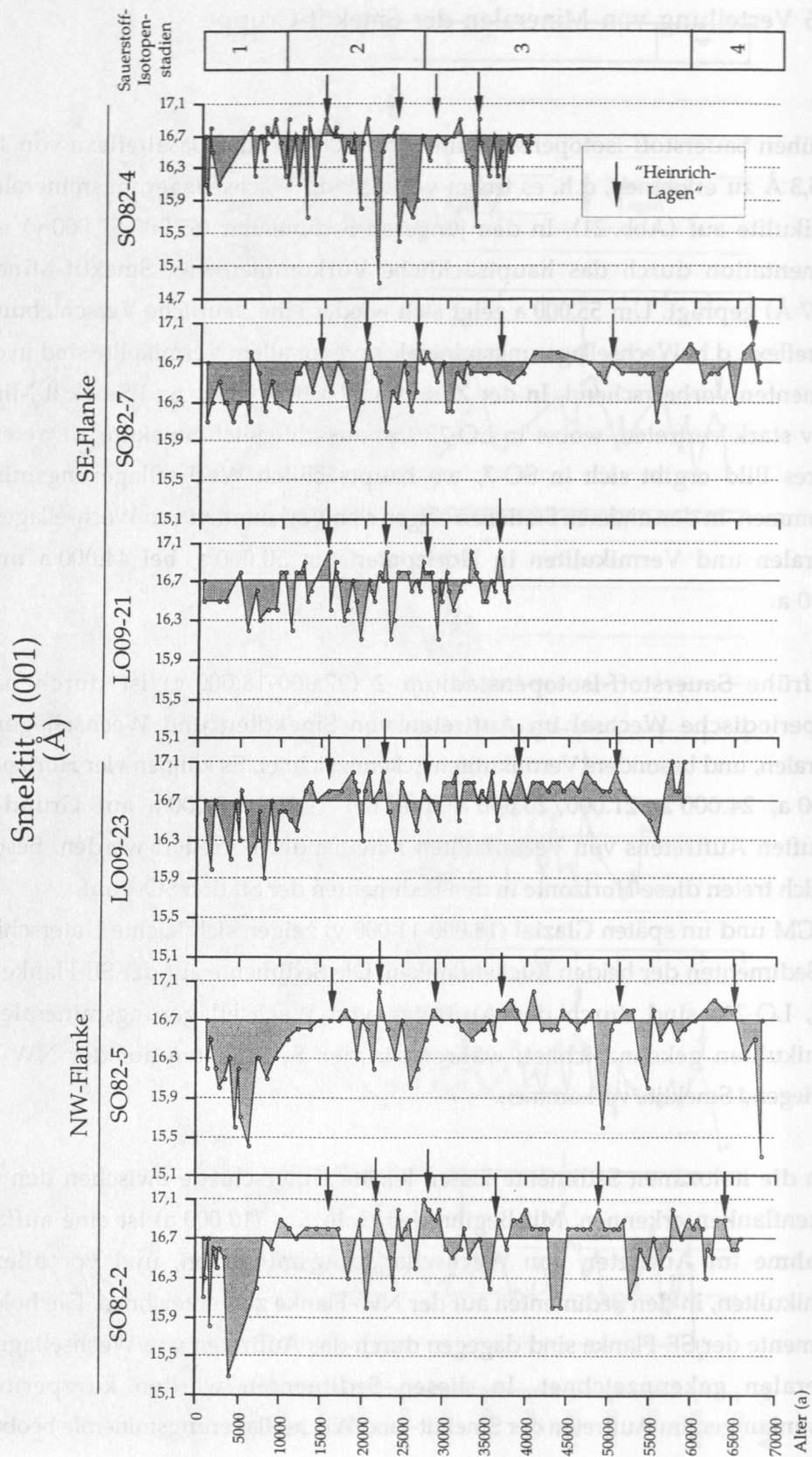


Abb. 21:

Auftreten von Smektit-Mineralen ($> 16,7 \text{ \AA}$), Wechsellagerungs-Mineralen ($16,7\text{--}16,3 \text{ \AA}$) und Vermikuliten ($< 16,3 \text{ \AA}$) während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens

IV.2.7 Kristallinität der Smektit-Mineralen

Der Kristallinitäts-Index (HHB/H) der Smektite liegt zwischen 0,0015 und 0,03 (Abb. 22). In den älteren Sedimenten (> 66.000 y) treten vorwiegend 'schlecht kristalline Smektite auf (vgl. Kap. III.3). Die glazialen Smektite zeigen mit Indices $< 0,005$ im allgemeinen einen hohen Ordnungsgrad. In einzelnen Horizonten gibt es jedoch Abweichungen von diesem allgemeinem Trend. In Sedimenten bei 55.000 a (besonders in SO-5) und bei 49.000 a treten schlecht kristalline Smektit-Mineralen auf. Eine Verbreiterung der Basisreflexe ist im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 2 (27.000-18.000 y) zu beobachten. Nach überwiegend gut kristallinen Smektiten im LGM (18.000-16.000 y) kann in der anschließenden Deglaziationsphase (16.000-12.000 y) erneut eine Verschlechterung der Kristallinität beobachtet werden, wobei auffällig hohe Indices in SO-4 festgestellt werden können. In der Zeit von 12.000 bis 10.000 y werden wiederum gut kristallisierte Smektite abgelagert.

Eine signifikante Verschlechterung der Smektit-Kristallinität ist mit Beginn des Holozän zu erkennen. In den holozänen Sedimenten liegt der Kristallinitäts-Index der Smektite zwischen 0,0024 und 0,03 (Abb. 22), d.h. es treten hauptsächlich 'schlecht kristalline' Smektit-Mineralen auf. Niedrige Kristallinitäts-Indices sind bei 9.000 a und bei 7.000 a (SO-4, SO-7, LO-21, LO-23) zu beobachten. Eine gute Kristallinität der Smektite ist bei 5.000-4.500 y (SO-7, LO-23, SO-5) und bei 3.000 a (SO-7, SO-5, SO-2) zu erkennen. In Station SO-2 ergeben sich in Sedimenten < 3.000 y weitere kurzperiodische Wechsel zwischen gut und schlecht kristallinen Smektiten. Diese Sedimentationsmuster können zum Teil nicht in allen Stationen verfolgt werden, da häufig Lücken vorhanden sind.

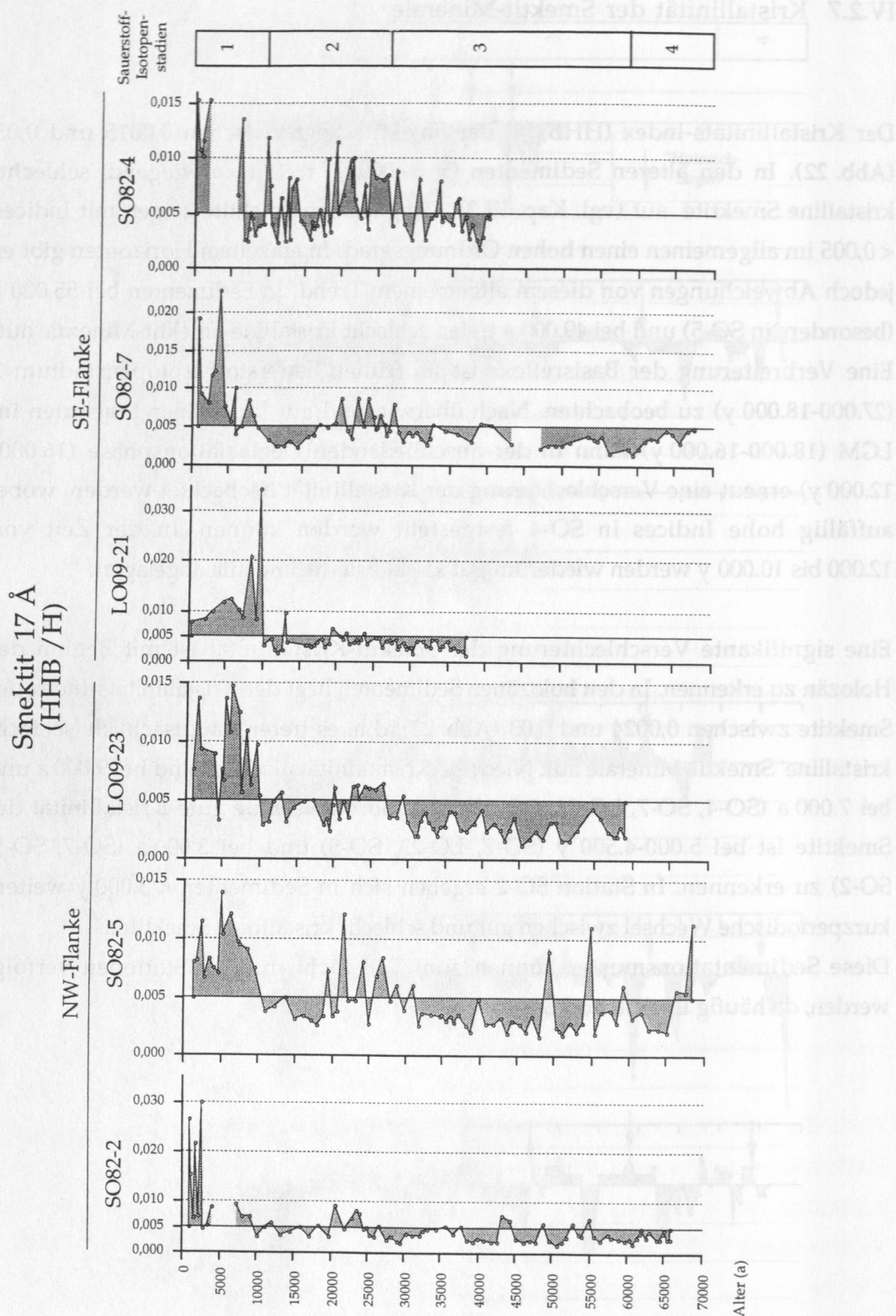


Abb. 22:

Veränderungen der Kristallinität von Smektit-Mineralen während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
 HHB/H < 0,005 - 'gut kristalline' Smektit-Mineralen
 HHB/H > 0,005 - 'schlecht kristalline' Smektit-Mineralen

IV.2.8 Illit-Kristallinität (HHB) und Esquevin-Indices

Bei den Illiten in den glazialen und holozänen Sedimenten handelt es sich um gut kristalline Illite mit Halbhöhenbreiten $< 0,5$ (Abb. 23) (vgl. Kap. III.3).

Die Esquevin-Indizes ($5\text{\AA}/10\text{\AA}$ -Verhältnisse) sind in der Mehrzahl größer 0,5 (Abb. 24). Davon abweichend kommen in einigen holozänen Proben Indices $< 0,4$ vor, wobei diese zwischen den Kernen korreliert werden können. Niedrige Indices kommen an der Grenze Pleistozän/Holozän vor (SO-2, SO-4, LO-21, LO-23), wobei in SO-7 geht der Trend auch nach niedrigen Werten geht, es werden jedoch nicht Indices $< 0,4$ erreicht. Zwischen 8.000 und 7.000 y und zwischen 3.000 und 2.000 y ist ebenfalls eine Verringerung der Indices zu erkennen.

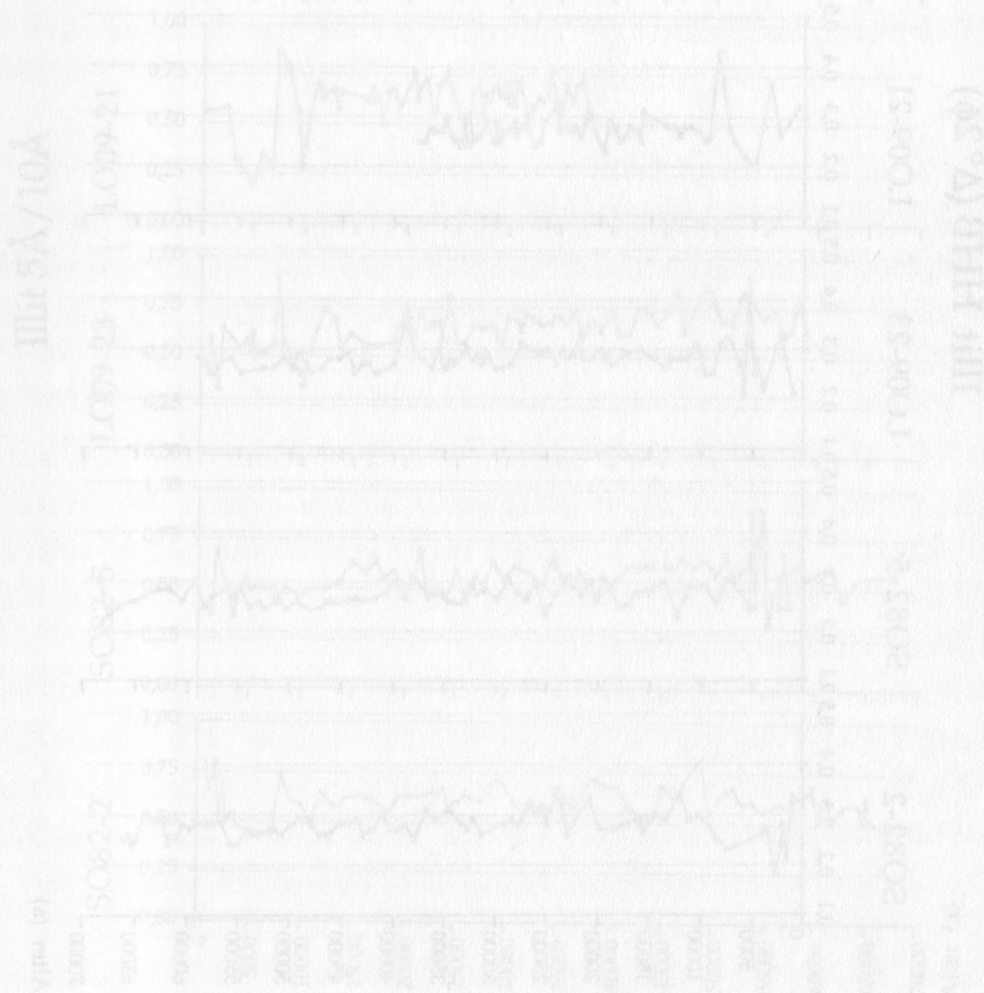


Abb. 24: Esquevin-Indices und HHB-Werte für die Illite der Proben LO-21, LO-23, SO-2 und SO-4. Die HHB-Werte sind in der Abbildung nicht dargestellt. Die Esquevin-Indices sind in der Abbildung dargestellt. Die HHB-Werte sind in der Abbildung nicht dargestellt. Die Esquevin-Indices sind in der Abbildung dargestellt.

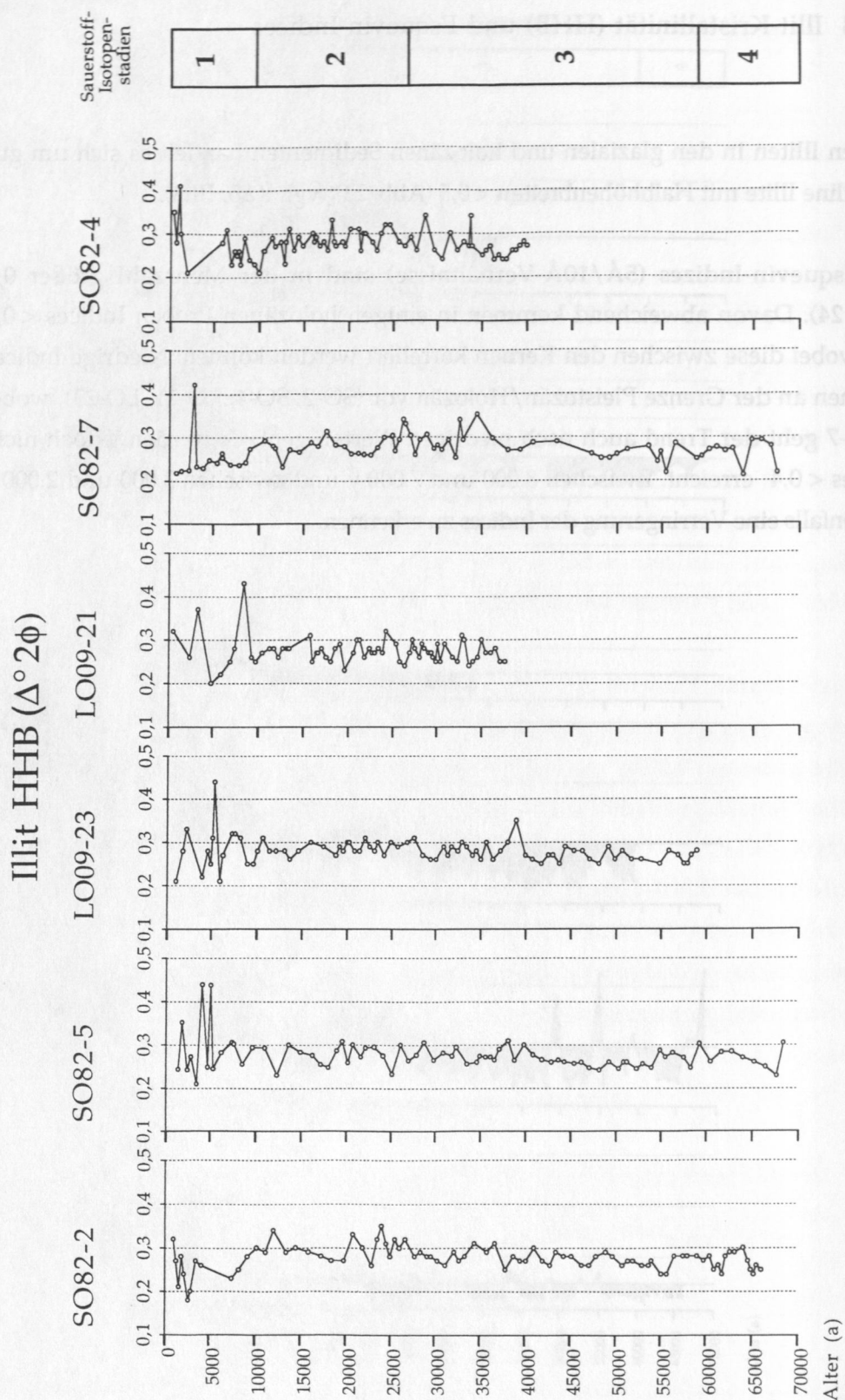


Abb. 23:

Veränderungen der Illit-Kristallinität während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
 HHB < 0,5 - gut kristalline Illite
 HHB > 0,5 - schlecht kristalline Illite

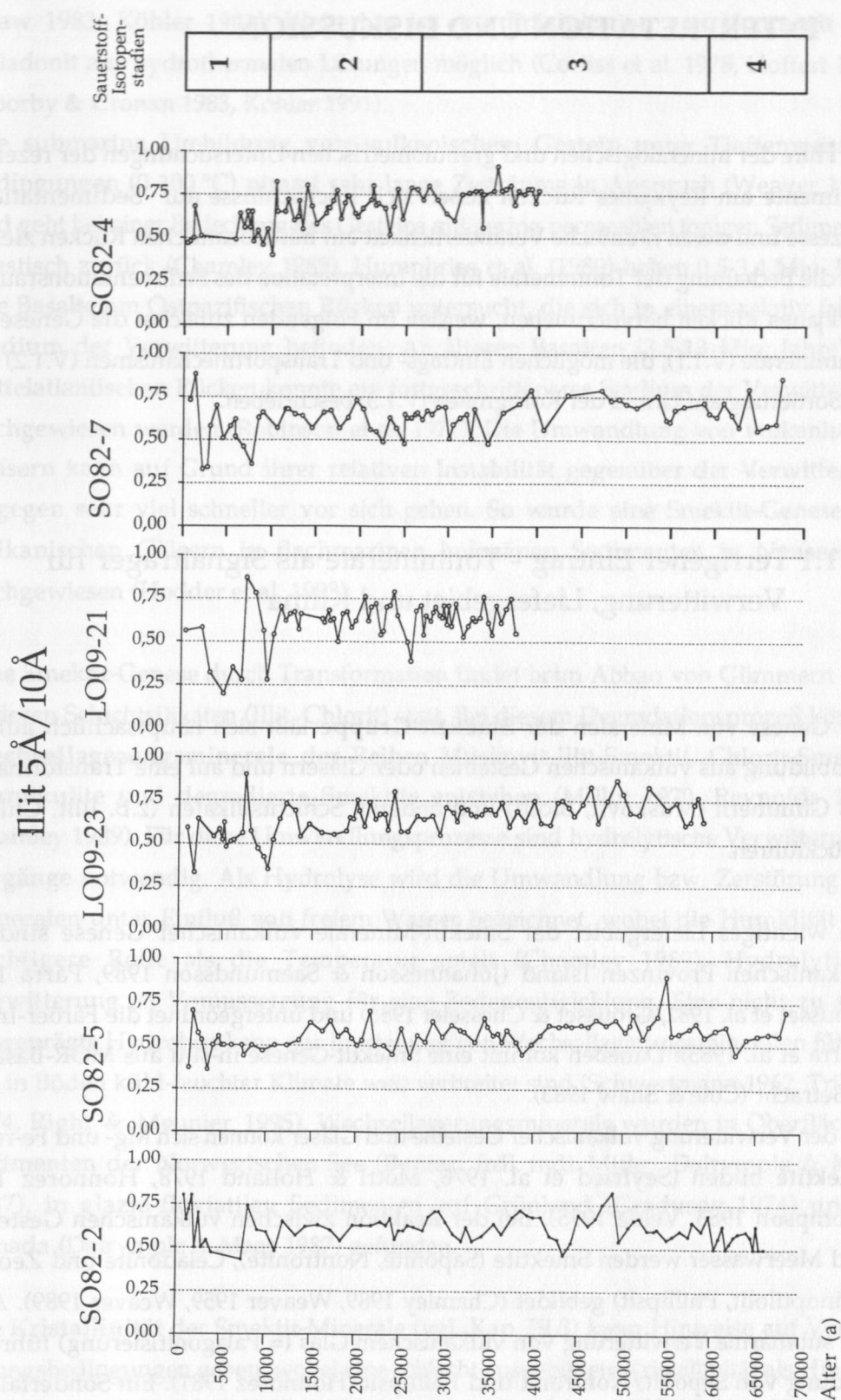


Abb. 24:

Veränderungen der Esquevin-Indices ($5\text{\AA}/10\text{\AA}$ -Intensitäten) der Illite während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
 $5\text{\AA}/10\text{\AA} > 0,5$ - gut kristalline, Al-betonte Illite
 $5\text{\AA}/10\text{\AA} < 0,4$ - schlecht kristalline, Mg-Fe-betonte Illite

V INTERPRETATION UND DISKUSSION

Mit Hilfe der mineralogischen und granulometrischen Untersuchungen der rezenten Sedimente am Reykjanes Rücken lassen sich Rückschlüsse auf Sedimentationsprozesse und deren räumliche Veränderlichkeit am mittelozeanischen Rücken ziehen. Um die Bedeutung der Tonminerale für die Interpretation des Sedimentationsraumes Reykjanes Rücken hervorzuheben, werden im Folgenden zunächst die Genese der Tonminerale (V.1.1), die möglichen Eintrags- und Transportmechanismen (V.1.2) und die Sortierung auf Grund der Korngrößen (V.1.3) beschrieben.

V. 1.1 Terrigener Eintrag - Tonminerale als Signalträger für Verwitterung, Liefergebiet und Klima

Die Genese von Mineralen der **Smektit-Gruppe** läßt sich hauptsächlich auf die Neubildung aus vulkanischen Gesteinen oder Gläsern und auf eine Transformation aus Glimmern (Muskovit, Biotit) und anderen Schichtsilikaten (z.B. Illit, Chlorit) zurückführen.

Ein wichtiges Liefergebiet der Smektit-Mineralen vulkanischer Genese sind die vulkanischen Provinzen Island (Jóhannesson & Saemundsson 1989, Parra 1982, Grousset et al. 1982, Grousset & Chesselet 1986) und untergeordnet die Färöer-Inseln (Parra et al. 1985). Daneben kommt eine Smektit-Genese in-situ aus MOR-Basalten in Betracht (Cole & Shaw 1983).

Bei der Verwitterung vulkanischer Gesteine und Gläser können sich Mg- und Fe-reiche Smektite bilden (Seyfried et al. 1976, Mottl & Holland 1978, Honnorez 1981, Thompson 1983, Velde 1995). Bei der Reaktion zwischen vulkanischen Gesteinen und Meerwasser werden Smektite (Saponite, Nontronite), Celadonite und Zeolithe (Clinoptilolit, Phillipsit) gebildet (Chamley 1989, Weaver 1959, Weaver 1989). Auch die submarine Verwitterung von vulkanischem Glas (= Palagonitisierung) führt zur Bildung von Saponit/Nontronit und Phillipsit (Honnorez 1981). Ein Sonderfall der submarinen authigenen Smektit-Genese stellt die Tieftemperatur-Wechselwirkung zwischen biogener Kieselsäure und hydrothermalen Fe-Oxidhydroxiden dar, wobei Fe-reiche Smektite und Nontronite gebildet werden (Heath & Dymond 1977, Cole &

Shaw 1983, Köhler 1991). Weiterhin ist eine Präzipitation von Nontronit und Celadonit aus hydrothermalen Lösungen möglich (Corliss et al. 1978, Hoffert 1978, Moorby & Cronan 1983, Köhler 1991).

Die submarine Umbildung von vulkanischem Gestein unter Tieftemperatur-Bedingungen (0-100 °C) nimmt sehr lange Zeiträume in Anspruch (Weaver 1989), und geht bei einer Bedeckung des Gesteins mit gering permeablen tonigen Sedimenten drastisch zurück (Chamley 1989). Humphries et al. (1980) haben 0,5-3,4 Mio. Jahre alte Basalte am Ostpazifischen Rücken untersucht, die sich in einem relativ frühen Stadium der Verwitterung befinden. An älteren Basalten (3,5-13 Mio. Jahre) am mittelatlantischen Rücken konnte ein fortgeschritteneres Stadium der Verwitterung nachgewiesen werden (Robinson et al. 1977). Die Umwandlung von vulkanischen Gläsern kann auf Grund ihrer relativen Instabilität gegenüber der Verwitterung dagegen sehr viel schneller vor sich gehen. So wurde eine Smektit-Genese aus vulkanischen Gläsern in flachmarinen holozänen Sedimenten in Neuseeland nachgewiesen (Hodder et al. 1993).

Eine Smektit-Genese durch Transformation findet beim Abbau von Glimmern oder anderen Schichtsilikaten (Illit, Chlorit) statt. Bei diesem Degradationsprozeß können **Wechselagerungsminerale** der Reihen Muskovit-Illit-Smektit, Chlorit-Smektit, Vermikulite und degradierte Smektite entstehen (Milot 1970, Reynolds 1980, Chamley 1989). Für diese Umwandlungsprozesse sind hydrolytische Verwitterungsvorgänge notwendig. Als Hydrolyse wird die Umwandlung bzw. Zerstörung von Mineralen unter Einfluß von freiem Wasser bezeichnet, wobei die Humidität eine wichtigere Rolle als die Temperatur spielt (Chamley 1989). Hydrolytische Verwitterung ist Voraussetzung für eine Bodenentwicklung. Eine nicht zu stark ausgeprägte Hydrolyse kann zur Entstehung von Wechselagerungsmineralen führen, die in Böden kühl-feuchter Klimate weit verbreitet sind (Schwertmann 1962, Tributh 1974, Righi & Meunier 1995). Wechselagerungsminerale wurden in Oberflächensedimenten der Norwegischen See (Berner, frdl. mdl. Mttlg., Dalrymple & Maas 1987), in glazio-fluviatilen Sedimenten auf Grönland (Gradusov 1974) und in Kanada (Dalrymple & Maas 1987) gefunden.

Die **Kristallinität** der Smektit-Mineralen (vgl. Kap. III.3) kann Hinweise auf Verwitterungsbedingungen geben, wobei eine schlecht ausgebildete Kristallinität als Hinweis für eine verstärkte Hydrolyse im Liefergebiet gewertet wird (Chamley 1971, Singer 1984, Gingele 1992).

Illite entstehen vorwiegend aus der Alteration von Muskoviten und Biotiten (Degradation). Dementsprechend kommen als Ausgangsmaterialien glimmerreiche Gesteine und Böden wie Löß, Tillite, und Metamorphite in Betracht (Weaver 1989). Eine Illit-Genese findet bevorzugt unter den Bedingungen gemäßiger bis kühler Klimate statt, wo nur mäßige Entwässerung und nicht zu intensive chemische Lösung vorherrschen. Nach Heim (1990) bilden Illite den Hauptanteil der paläozoischen Tonschiefer.

Aus dem **Esquevin-Index** (Esquevin 1969) kann auf den Chemismus der Illite geschlossen werden, daraus können sich Hinweise auf unterschiedliche Liefergebiete ergeben. Der Esquevin-Index, d.h. das Verhältnis der Intensitäten der Illit-Peaks II. (d 002) und I. Ordnung (d 001) läßt Rückschlüsse zur chemischen Zusammensetzung der Illite zu. Esquevin-Indices zwischen 0,1-0,4 weisen auf schlecht kristalline, Magnesium-, Eisen-reiche Illite hin, Indices > 0,5 zeichnen gut kristalline, Aluminium-reiche Illite aus.

Die Herkunft und Genese der in marinen Sedimenten auftretenden **Chlorite** können sehr unterschiedlich sein. Neben Hochtemperatur-Chloriten magmatischer, metamorpher oder hydrothermalen Entstehung kommen vor allem Neubildungen bei der Verwitterung mafischer Gesteine und Minerale (Pyroxene, Amphibole) vor (Biscaye 1965, Deer et al. 1966, Weaver 1989). Chlorite sind verbreitete Gemengteile in paläozoischen Tonschiefern, wo sie mit Anteilen zwischen 10-40 % vertreten sein können (Heim 1990). Chlorit als hydrothermales Umbildungsprodukt aus vulkanischen Gesteinen wurde auf Island beschrieben (Tömasson & Kristmannsdóttir 1972). Chlorit entsteht vor allem durch physikalische Verwitterung metamorpher und plutonischer Gesteine in kalten, ariden Gebieten. Erhöhte Chlorit-Konzentrationen wurden von Grousset & Chesselet (1986) in holozänen Sedimenten vor Norwegen nachgewiesen.

Kaolinit wird bevorzugt in niederen Breiten mit intensiver chemischer Verwitterung und guter Drainage gebildet (Millot 1970). Ausgangsmaterialien sind vorwiegend saure Gesteine und Feldspäte (Deer et al. 1966). Bei rezent auftretenden Kaoliniten in hohen Breiten handelt es sich in den meisten Fällen um aufgearbeitete mesozoische Sedimente. Kaolinit kommt z.B. in tertiären Sedimenten auf Island (Roaldset 1983) und den Färöer-Inseln (Rutherford & Debenham 1981) vor. Nichtmarine tertiäre Tonsteine werden auf dem aseismischen Island-Schottland-Rücken beschrieben (Vogt 1986). Vorkommen von Kaolinit sind auch in mesozoischen Sedimenten auf dem Norwegischen Schelf (Chamley 1975, Holtedahl 1981), auf Grönland (Schiener 1976) und in Kanada (Darby 1975, Piper & Slatt 1977) beschrieben worden.

V. 1.2 Eintrags- und Transportmechanismen der feinkörnigen terrigenen Sedimente

Feinkörniges terrigenes Material wird durch fluviatile Prozesse, durch äolische Zufuhr und auch durch vulkanische Eruptionen in den marinen Raum eingetragen, wobei der größte Teil der terrigenen Sedimente durch fluviatilen Eintrag in den marinen Raum gelangt (Füchtbauer & Müller 1970). In hohen Breiten wird die Sedimentation zusätzlich durch eine Sedimentzufuhr durch Meereis oder Eisberge beeinflusst (Molnia 1983, Pfirman et al. 1989, Lackschewitz 1991). Im marinen Raum findet eine weitere Verbreitung und Aufbereitung der feinkörnigen Sedimente durch Oberflächen- und Tiefenströmungen (incl. "winnowing" Stow & Piper 1984) und durch gravitative Massenbewegungen (Stow 1986) statt.

Der Antriebsmechanismus für Strömungsprozesse im Nordatlantik ist die thermohaline Konvektion im Europäischen Nordmeer (vgl. Kap. II.2). Die thermohaline Konvektion erzeugt bodennahe Strömungen, die weiträumig den bathymetrischen Strukturen folgen (Hollister & Heezen 1972) und für den Aufbau von ausgedehnten Sedimentdrift-Körpern im Nordatlantik verantwortlich sind (Keigwin & Jones 1989, Dowling & McCave 1993, Faugères et al. 1993).

Diese Tiefenströmungen passieren als 'Überstromwasser' den Island-Schottland-Rücken (ISOW) (vgl. Abb. 1 c) und strömen entlang der SE-Flanke des Reykjanes Rückens nach Süden, queren den Reykjanes Rücken durch die Charlie-Gibbs-Fracture-Zone und strömen auf der NW-Flanke wieder nach Norden (Worthington & Volkmann 1965, McCartney 1992, Dickson & Brown 1994, Bersch 1995) (vgl. Kap. II.2). Veränderungen der thermohalinen Konvektion auf Grund von Eisbedeckung oder Schmelzwasserüberschichtung können zu einer Veränderung der Tiefenströmungen in Volumen und/oder Intensität führen (Dickson et al. 1988).

Die Tiefenströmungen des ISOW sind rezent eines der wichtigsten Mechanismen für den Sedimenttransport im Nordatlantik und am Reykjanes Rücken (Parra 1982, Grousset et al. 1982, Grousset & Chesselet 1986, Cremer et al. 1989, Froget et al. 1989, Cremer et al. 1993, Nagel et al. 1996). Dabei findet sowohl ein Sedimenteintrag aus dem Europäischen Nordmeer als auch vom isländischen Schelf statt (Grousset et al. 1982, Parra 1982, Grousset & Chesselet 1986, Nagel et al. 1996).

Weiterhin ist ein Sedimenteintrag durch Zwischenwasser aus der Labrador See (LSW) möglich (vgl. Kap. II.2). Dieser Wasserkörper kommt auf Grund seiner

Temperatur und Dichte in ca. 1000 m Wassertiefe (McCartney 1992) vor und zeigt einen ähnlichen Strömungsverlauf wie das Bodenwasser des ISOW (vgl. Abb. 1 c). Daneben kann eine Sedimentzufuhr durch Oberflächenströmungen des Nordatlantik-Stromes (NAC) erfolgen (vgl. Abb. 1 b).

Auf Grund der ausgeprägten Topographie des Reykjanes Rückens bei 59°N (Lackschewitz et al., in Druck^{a)}) sind gravitative Umlagerungsprozesse (Turbiditströme) möglich. Ein gravitativer Sedimenttransport am Reykjanes Rücken wurde von Shor & Poore (1979) beschrieben. In den Sedimenten lassen sich jedoch keine eindeutigen Anzeichen für einen solchen Transport erkennen, die Sedimente sind durch Bioturbation gekennzeichnet, eine Laminierung ist nicht zu beobachten.

Grousset & Chesselet (1986) haben in den holozänen Sedimenten am Mittelatlantischen Rücken bei 45°N einen äolischen Sedimenteintrag vom Kanadischen Schild postuliert. Eine äolische Zufuhr der subrezentenen Sedimente ist im Vergleich zum Eintrag durch Meeresströmungen vermutlich von untergeordneter Bedeutung. Der seit dem Holozän einsetzende pflanzliche Bewuchs verhindert großräumige Deflationsprozesse. Auf Grund der Klimaverschlechterung im Glazial kann jedoch eine Verstärkung des äolischen Einflusses in Glazialzeiten angenommen werden. Die am häufigsten auftretenden äolischen Ablagerungen aus den periglazialen Kältewüsten im Quartär sind Flugsande und Löß (Catt 1992). Lößprofile in Europa lassen sich chronologisch mit dem späteren Teil des Isotopenstadiums 2 (24.000-12.000 y) korrelieren (Catt 1992).

V.1.3 Sortierung der feinkörnigen Sedimente - Abbild von Materialeintrag und Strömungsregime

Aus der Korngrößen-Verteilung der Sedimente lassen sich Rückschlüsse auf das Zusammenwirken von Materialeintrag und Strömungsregime ziehen.

Das eingetragene terrigene Material wird entsprechend der Sinkgeschwindigkeit der einzelnen Partikel und den herrschenden Strömungen verfrachtet und sedimentiert. Nach McCave et al. (1995) ist die nicht-kohäsive Silt-Fraktion (10-63 µm) als Indikator für hydrodynamische Prozesse zu verwenden, wobei stärkere Strömungsintensitäten zu einer Anreicherung der größeren Komponenten führen.

Die Tonminerale bleiben auf Grund ihrer geringen Korngröße länger in Suspension. Nach McCave (1975) würde das Absedimentieren eines Partikels mit einem Durchmesser von $1,4\text{ }\mu\text{m}$ durch eine Wassersäule von 3500 m ca. 300 Jahre benötigen. Schon geringe Strömungsgeschwindigkeiten des Tiefenwassers hätten eine weitere Verfrachtung dieser Partikel zur Folge. Ein Absinken der Tonminerale im bewegten Wasser kann jedoch durch Aggregatbildung erfolgen. Beim Eintritt in das Meerwasser flocken die Tonminerale auf Grund des Elektrolytgehaltes aus und können als Aggregate zu Boden sinken (Füchtbauer & Müller 1970). Ein Absedimentieren der Tonminerale aus dem Oberflächenwasser kann auch durch biogenen Einfluß erfolgen. Nach Alldredge & Silver (1988) spielt ein Transport der Tonminerale zum Meeresboden mit "marine snow" - zusammengeballte Flocken organischen Materials - eine bedeutende Rolle. Weiterhin ist ein Absinken der Tonminerale durch Kotpillenbildung durch Zooplankton bekannt (Alldredge & Silver 1988). Tonakkumulationen in marinen Sedimenten können als Indikatoren für reduzierte Strömungsintensitäten verwendet werden.

In den glazialen Sedimenten wird die Interpretation der Strömungsintensitäten auf Grund der Korngrößen-Verteilung jedoch durch das Auftreten von eistransportiertem Material erschwert. Eistransportierte Sedimente können nach Molnia (1983) und Pfirman et al. (1989) alle Korngrößen-Klassen enthalten.

V.2 Veränderlichkeit der Sediment-Verteilung am Reykjanes Rücken - Räumliche Differenzierungen

V.2.1 Korngrößen-Verteilungen in den Oberflächensedimenten - Hinweise auf Materialeintrag und Strömungsregime am Reykjanes Rücken

Die subrezentten Oberflächensedimente am Reykjanes Rücken zeichnen sich durch hohe Gehalte an feinkörnigem Material ($< 63 \mu\text{m}$) aus (vgl. Abb. 6). Sehr hohe Anteile der Feinfraktion ($> 80 \text{ Gew.-%}$) kennzeichnen vor allem weite Bereiche auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens (vgl. Abb. 7). Die Ton:Silt-Verhältnisse in den Oberflächensedimenten liegen in einem relativ engen Schwankungsbereich zwischen 0,8 und 1,3 (Tab. 5). Ausnahmen davon bilden lediglich die Ton-reichen Sedimente der Stationen SO-5 und SO-7 (5,9 und 2,7), sowie Station SO-6 mit einer erheblichen Abreicherung der Tonkomponente (TSV 0,2). Dagegen lassen sich auf Grund der Sand:Ton-Verteilungen verschiedene Fazies unterscheiden, die auf Sortierungseffekte durch Strömungseinflüsse zurückgeführt werden können.

'Akkumulationssedimente'

Sehr niedrige Sand-Ton-Verhältnisse ($< 0,25$) sind in den Stationen SO-7, LO-14, LO-18 und LO-21 abgebildet (vgl. Abb. 8). Die deutliche Anreicherung der Tonfraktion (50-65 Gew.-%) weisen diese Kernstationen als Akkumulationsgebiete für umgelagertes Material aus. Die Stationen sind in relativ geschützten Beckenbereichen auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens lokalisiert (vgl. Abb. 1 b). Nach Wallrabe-Adams et al. (1995) kann die Station LO-14 als Hochakkumulationsgebiet bezeichnet werden, die lineare Sedimentationsrate im Holozän beträgt hier $43 \text{ cm}/1000 \text{ y}$, während die anderen Stationen durch lineare Sedimentationsraten zwischen $10-18 \text{ cm}/1000 \text{ y}$ gekennzeichnet sind.

'Residualsedimente'

Sehr hohe Sand:Ton-Verhältnisse (8-12) kennzeichnen die Stationen SO-1, SO-6 und LO-15 (vgl. Abb. 8). Die in Abbildung 8 dargestellten hohen Sandgehalte zwischen

59 bis 86 Gew.-% lassen, bei einer gleichzeitigen Reduzierung der feinkörnigen Komponenten (Ton 7-8 Gew.-%), auf einen intensiven Einfluß von Bodenströmungen schließen. Die Stationen sind am Rückenamm (SO-6), am "Catalonia Seamount" (LO-15) und im äußeren westlichen Rückenbereich (SO-1) im Einflußgebiet eines Sedimentdrift-Körpers lokalisiert, d.h. die Verteilung der Sedimente deutet eine Topographie-gesteuerte hohe Intensität von Bodenströmungen an. Auch die Zusammensetzung der Sedimente - sie bestehen zu einem Großteil aus planktischen Foraminiferen der Arten *Neoglobobulimina pachyderma* sin., *Turborotalia quinqueloba* und *Globigerina bulloides* (Kreisel 1995, Lackschewitz et al., in Druck^{b)}) - und Sinkgeschwindigkeitsanalysen der Grobfraction (> 63 µm) (Wallrabe-Adams et al. 1995, Lackschewitz et al., in Druck^{a)}) unterstreichen die gute Sortierung der Sedimente durch Bodenströmungen. Demzufolge können die Sedimente der Stationen SO-1, SO-6, und LO-15 als stark strömungsbeeinflusste 'Residualsedimente' angesprochen werden.

Strömungsbeeinflusste Sedimente

Die Sedimente der restlichen Stationen sind durch relativ niedrige Sand:Ton-Verhältnisse zwischen 0,25-0,75 gekennzeichnet (vgl. Abb. 8). Die Ton-, Silt- und Sandanteile in diesen Sedimenten sind moderat und variieren jeweils zwischen 13-44 Gew.-%. Die Sandfraktion besteht nach Kreisel (1995) und Lackschewitz et al. (in Druck^{b)}) auch hier im wesentlichen aus planktischen Foraminiferen, zusätzlich wurden in Station LO-6 Anteile von vulkaniklastischen Partikeln (10 Korn-%) nachgewiesen (Lackschewitz et al., in Druck^{a)}). Die polymodalen Verteilungskurven in den Sinkgeschwindigkeitsdiagrammen der Grobfraction belegen auch hier einen deutlichen Einfluß von Bodenströmungen (Lackschewitz et al., in Druck^{a)}).

V.2.2 Verteilung der Minerale in der Tonfraktion - Liefergebiete und Transportmechanismen

Die Tonmineralsuite in den subrezentem Oberflächensedimenten wird von Smektit-Mineralen mit durchschnittlich 65 % dominiert, es folgt Chlorit mit 16 % (Schwankungsbreite 12-21 %). Die Illit-Konzentrationen sind mit durchschnittlich 10 % gering, es ergeben sich in einigen Stationen jedoch deutliche Anreicherungen (25-52 %). Kaolinit-Mineralen treten mit 9 % (6-13 %) stark in den Hintergrund.

Die Verteilung der einzelnen Tonminerale in den subrezentem Oberflächensedimenten zeigt z.T. deutliche regionale Unterschiede. Während Chlorit (vgl. Abb. 14) und Kaolinit (vgl. Abb. 15) keine nennenswerten räumlichen Differenzierungen anzeigen, läßt die Verteilung der Smektit-Minerale (vgl. Abb. 9) und der Illite (vgl. Abb. 13) Beziehungen zu den morphologischen Gegebenheiten des Reykjanes Rückens und zu den regionalen hydrographischen Gegebenheiten im nordwestlichen Nordatlantik erkennen.

V.2.2.1 Regionale Tonmineral-Verteilung

Hohe Smektit-Konzentrationen (> 65 %) sind weiträumig auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens verbreitet, während die Sedimente auf der NW-Flanke durch etwas geringere Smektit-Gehalte charakterisiert sind (vgl. Abb. 9). Dieses Sedimentationsmuster ist ebenfalls in der Verteilung der Feinfraktion (< 63 μm) abgebildet (vgl. Abb. 7). Die relative Anreicherung dieser Sedimentkomponenten auf der SE-Flanke bzw. die relative Abreicherung auf der NW-Flanke deutet auf einen hohen Eintrag von feinkörnigen Sedimenten, insbesondere von Smektiten, durch nordostatlantische Tiefenströmungen (vgl. Kap. II.2, Kap. V.1.2), und eine Fraktionierung der Sedimente während des Transports um den Reykjanes Rücken.

Diese Interpretation ist in Übereinstimmung mit Daten von Bersch (1995), der unterschiedlich hohe Transportraten von Tiefen- und Zwischenwassermassen auf den beiden Flanken des Reykjanes Rückens bei 60°N nachgewiesen hat. Die Transportrate auf der SE-Flanke des Rückens liegt zwischen 10 Sv (Zwischenwasser = LSW) und 12 Sv (Tiefenwasser = ISOW) ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Auf der NW-Flanke wurde dagegen mit Transportraten von nur noch 2 Sv (ISOW) und 7,5 Sv (LSW) eine eingeschränkte Zirkulation nachgewiesen (Bersch 1995). Offen bleibt jedoch die Frage einer möglichen vertikalen Vermischung der südwärts und nordwärts fließenden Zwischenwassermassen (LSW) über dem Reykjanes Rücken.

Im Gegensatz dazu zeigen Befunde von Nagel et al. (1996) keine nennenswerten Unterschiede in den Smektit-Konzentrationen in einem Profil über den Reykjanes Rücken bei 60°N, wofür allerdings die geringe Probenzahl (4) ausschlaggebend sein dürfte.

Ein Sedimenttransport durch Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer (ISOW) in den Nordatlantik ist bekannt (Parra 1982, Grousset et al. 1982, Haupt 1995, Haupt et al. 1995). Die Sedimente aus dem Europäischen Nordmeer sind reich an Chlorit und Illit (Froget 1981, Grousset & Chesselet 1986, Froget et al. 1989, Berner 1991), weiterhin wurden Wechsellagerungsminerale (Berner, *frdl. mdl. Mtlg.*, Dalrymple & Maas 1987) gefunden. Auf seinem weiteren Weg entlang der SE-Flanke des Reykjanes Rückens nach Süden nimmt der ISOW Smektit-Mineralen vom isländischen Schelf auf und transportiert diese nach Süden (Grousset et al. 1982, Grousset & Chesselet 1986). Die Sedimente werden durch die CGFZ auf die NW-Flanke des Rückens und weiter nach Norden transportiert (vgl. Kap. II.2). Ein Transport von Smektit-Mineralen aus dem Island Becken und dem Irminger Becken durch Tiefenströmungen konnte bis an den grönländischen Kontinentalhang und in das Labrador Becken nachgewiesen werden (Nagel et al. 1996).

Die Tiefenströmungen des ISOW sind demzufolge als Eintragsmechanismus sowohl für Chlorit, Illit und für Wechsellagerungsminerale aus der Verwitterung metamorpher und sedimentärer paläozoischer Gesteine aus dem Europäischen Nordmeer, als auch für Smektit aus der Verwitterung vulkanischer Gesteine von Island verantwortlich.

Der relativ hohe Anteil von Wechsellagerungsmineralen (vgl. Abb. 11) und Chloriten in den subrezentem Sedimenten kann möglicherweise auf einen verstärkten Eintrag und Umwandlung der primären Minerale durch eine intensivierte Hydrolyse (vgl. Kap. V.1.1) zurückgeführt werden. Die Verschiebung der Basalreflexes auf Werte zwischen 16,3 Å und 16,7 Å (vgl. Kap. IV.1.3) läßt die Anwesenheit einer Chlorit-Komponente in den Wechsellagerungsmineralen vermuten (vgl. Brindley & Brown 1980). Chlorit ist gegenüber hydrolytischen Verwitterungsvorgängen wenig stabil (Chamley 1989) und kann demzufolge leichter erodiert werden als Illit oder Kaolinit. Eine Intensivierung der hydrolytischen Verwitterung kann auch aus der schlecht ausgebildeten Kristallinität der Smektit-Mineralen (vgl. Abb. 12) abgeleitet werden.

Neben dem Eintrag durch Tiefenströmungen ist eine äolische Zufuhr der feinkörnigen Tonminerale möglich. Grousset & Chesselet (1986) haben in holozänen Sedimenten um 45°N einen West/Ost-Gradienten in der Verteilung von Chlorit (Illit und Quarz) festgestellt und postulieren einen äolischen Eintrag dieser Minerale vom Kanadischen Schild. Auf Grund der Tonmineralverteilung in den subrezentem Oberflächensedimenten im Untersuchungsgebiet ergeben sich jedoch keine Hinweise auf einen nennenswerten äolischen Eintrag. Diese Interpretation korreliert mit Befunden von

Nagel et al. (1996), die in einer Traverse durch das Irminger Becken keinen entsprechenden Gradienten in der Tonmineralverteilung feststellen konnten.

Auch eine in-situ Genese von Smektiten aus MOR-Basalten und vulkanischen Gläsern ist möglich (vgl. Kap. V.1.1). Horowitz (1974) schließt auf Grund der Palagonitisierung von vulkanischem Glas auf einen gewissen Anteil von in-situ gebildeten Smektiten am nördlichen Reykjanes Rücken. Im Gegensatz dazu wurden im Untersuchungsgebiet jedoch nur unalterierte vulkanische Gläser gefunden (Wallrabe-Adams, frdl. mdl. Mittlg.). Weiterhin konnten keine Zeolithe oder Celadonite, die bei einer in-situ Genese oft in Paragenese mit Smektit-Mineralen auftreten (vgl. Robinson et al. 1977, Chamley 1989, Weaver 1989), in den Röntgendiffraktogrammen (Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$, $2-63 \mu\text{m}$) nachgewiesen werden. Aus den genannten Gründen und der starken Verdünnung durch terrigene Komponenten, kann ein nennenswerter Beitrag von in-situ entstandenen Smektiten im Untersuchungsgebiet wahrscheinlich ausgeschlossen werden.

V.2.2.2 Tonmineral-Verteilung am Reykjanes Rücken - Lokale Differenzierungen

Die lokale Verteilung der Minerale Smektit und Illit in den einzelnen Sedimentstationen spiegelt den schon in der Korngrößen-Verteilung beschriebenen, lokal begrenzten Topographie-bedingten Einfluß von Tiefenströmungen, bzw. Umlagerungsprozesse wider (vgl. Kap. V.2.1).

Dementsprechend sind besonders hohe Smektit-Gehalte (73 %) in den 'Akkumulationssedimenten' der Station LO-14 zu erkennen (vgl. Abb. 7-9). Auch die 'Akkumulationssedimente' der Stationen LO-18 und LO-21 sind durch sehr hohe Smektit-Konzentrationen ($> 65 \%$) gekennzeichnet. In diesen Smektit-reichen Sedimenten ist gleichzeitig ein hoher Anteil amorpher Substanzen (vgl. Kap. III.3) vorhanden. Diese Anreicherung kann als weiteres Indiz für eine strömungsbeeinflusste Sortierung gewertet werden. Smekтите sind auf Grund ihrer kristallchemisch und strukturell geringen Ordnung vorwiegend in den feinsten Kornfraktionen zu finden (Heim 1990), ähnliches gilt für die amorphen Substanzen, die naturgemäß eine sehr geringe Kristallordnung aufweisen.

Eine Reduzierung der Smektit-Konzentrationen auf 29 und 53 % zeigt sich dagegen in den 'Residualsedimenten' SO-6 und LO-15, analog dazu steigen die Illit-Gehalte bis auf 43 % an (vgl. Abb. 7, Abb. 8, Abb. 13). Leichte Anreicherungen von Illit (13-20 %) sind in den Stationen SO-1, SO-2, SO-3, LO-7 und LO-10 auf der NW-Flanke des Reykjanes Rückens zu erkennen (vgl. Abb. 13). Illite zeichnen sich, im Vergleich zu Smektiten, durch eine rasche Aggregatbildung aus, diese Aggregate sind zudem grobkörniger und sinken daher schneller ab (Whitehouse et al. 1960), bzw. können durch 'winnowing' relativ angereichert werden. Untersuchungen von Whitehouse et al. (1960) ergaben eine Fallhöhe von 15,8 m/Tag für Illit, jedoch nur von 1,3 m/Tag für Smektit (Salinität 32,5 ‰, 26° C).

In diesen Illit-angereicherten Sedimenten kommen gleichzeitig erhöhte Quarz-Gehalte (Quarz:Plagioklas-Verhältnisse 2-5) (vgl. Abb. 10) vor. Auch dies kann als Indiz für erhöhte Strömungsintensitäten gewertet werden, da sich nach Heim (1990) Quarz vor allem im Grobtonbereich anreichert.

Die relativ geringen Konzentrationen von Kaolinit sind, bei gleicher Herkunft, möglicherweise auf eine Differenzierung der Tonminerale während des Transports zurückzuführen. Kaolinit tritt nach Heim (1990) vorwiegend im Grobtonbereich auf und wird auf Grund der Korngröße und schnellen Aggregatbildung relativ rasch abgelagert (Whitehouse et al. 1960). Untersuchungen von Parham (1966) über transportbedingte Differenzierungen von Tonmineralen haben ergeben, daß Kaolinit als erstes abgelagert wird und eine relativ geringe Transportweite aufweist, Smektit- und Wechsellagerungsminerale dagegen am weitesten transportiert werden können.

Auch in der lokalen Verteilung von Smektit- und Wechsellagerungsmineralen sind Unterschiede zu erkennen. Smektite sind vorwiegend auf dem Rückenkamm zu finden, Wechsellagerungsminerale sind dagegen in den Beckenbereichen auf den Flanken verbreitet (vgl. Abb. 11). Nach Weaver (1989) sind Smektit-Wechsellagerungsminerale vorwiegend in der feinsten Tonfraktion ($< 0,2 \mu\text{m}$) zu finden. Die lokale Differenzierung dieser Mineralphasen und der Vergleich mit der Sand:Ton-Verteilung (vgl. Abb. 8) lassen demnach eine Selektion auf Grund der Korngrößen vermuten.

V.3 Veränderungen der Sedimentation am Reykjanes Rücken im späten Quartär - Liefergebiete und Transportmechanismen in den letzten 70.000 y

Die mineralogischen und granulometrischen Untersuchungen der subrezentem Oberflächensedimente haben gezeigt, daß die Zusammensetzung und Verteilung der Minerale der Fraktion $< 2 \mu\text{m}$ und die Korngrößen-Verteilung im Bereich des Reykjanes Rückens bei 59°N in erster Linie durch regionale und lokale Strömungsverhältnisse bestimmt wird. Smektit und Wechsellagerungsminerale sind in den subrezentem Sedimenten als Anzeiger für einen Eintrag mit Tiefenströmungen zu verwenden, wobei vor allem das Vorkommen von Wechsellagerungsmineralen auf einen Tiefenwasserzustrom aus dem Europäischen Nordmeer mit dem ISOW hinweist. Die rezente Tonmineral-Verteilung am Reykjanes Rücken wird somit im wesentlichen durch die ozeanische thermohaline Zirkulation gesteuert, während die Sedimentation in Bereichen morphologisch markanter Abschnitte durch lokale Strömungsverhältnisse überprägt wird.

Nachfolgend wird anhand von Tonmineral- und Korngrößen-Verteilungen in den Sedimenten des Reykjanes Rückens über mögliche Liefergebiete und Transportprozesse diskutiert. Dies bildet die Grundlage für die Rekonstruktion paläozoanographischer Veränderungen während der letzten 70.000 Jahre im nordwestlichen Nordatlantik.

V.3.1 Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (hier: 68.000-59.000 y)

Die Tonmineralsuite in den Sedimenten des **frühen Sauerstoff-Isotopenstadiums 4 (68.000-66.000 y)** wird durch hohe Smektit-Gehalte dominiert, die Konzentrationen von Illit, Chlorit und Kaolinit sind dagegen stark reduziert (vgl. Abb. 18 a-f, Abb. 19). Neben den Smektit-Mineralen treten gehäuft Wechsellagerungsminerale und Vermikulite auf (vgl. Abb. 21, Kap. III.3). Die Smektit-Mineralen sind gleichzeitig durch eine schlechte Kristallinität gekennzeichnet (vgl. Abb. 22, Kap. III.3). Auffällig ist auch der hohe Anteil an amorpher Substanz (biogener Opal und/oder vulkanisches Glas, vgl. Kap. III.3) und das Fehlen von Kalifeldspat in diesen Sedimenten.

Im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 konnten weiterhin hohe CaCO_3 -Gehalte (ca. 40 %) und ein großer Teil biogener Komponenten (Foraminiferen, Coccolithen) nachgewiesen werden (Lackschewitz et al., in Druck^b), was auf einen Eintrag in relativ warmen Oberflächenwassermassen zurückgeführt wird. Die nahezu fehlenden Anteile von IRD (= ice rafted detritus) in der Grobfraction (Lackschewitz et al., in Druck^b) deuten darauf hin, daß zu dieser Zeit keine Eisberge in dieses Gebiet gedriftet sind. Die niedrigen Quarz-Gehalte in der Tonfraktion (vgl. Abb. 2) deuten ebenfalls auf weitgehend eisfreie Verhältnisse hin. Die schlechte Kristallinität der Smektit-Mineralen kann auf deutliche hydrolytische Verwitterungsbedingungen zurückgeführt werden (vgl. Kap. V.1.1, Kap. V.1.2). Diese Interpretation würde ebenfalls gegen eine ausgedehnte Eisbedeckung im Liefergebiet sprechen.

Diese Befunde stehen in Widerspruch zu Ergebnissen von Kellogg (1980) und Belanger (1982), die während des gesamten Glazials eine permanente Eisdecke in der Norwegischen See postuliert haben, wodurch der Wasseraustausch zwischen Europäischem Nordmeer und Nordatlantik unterbunden bzw. eingeschränkt gewesen sein soll. Im Gegensatz zu den genannten Arbeiten deuten die in dieser Arbeit erhobenen Befunde jedoch auf ähnliche Sedimentationsbedingungen wie heute hin. Grousset et al. (1982) und Parra (1982) haben im Glazial einen Smektit-Eintrag durch Turbidite vom isländischen Schelf postuliert. Solche gravitativen Massenbewegungen gelangen allerdings vorwiegend in die Beckenbereiche (Island Becken) und führen weniger zu einer Ablagerung auf dem Reykjanes Rücken, der sich im Untersuchungsgebiet bis in ca. 1000 m Wassertiefe erhebt. Auf Grund der Topographie und auch fehlender Sedimentstrukturen (z.B. Laminierung, Gradiierung) ist ein solcher Sedimenteintrag im Untersuchungsgebiet auszuschließen. Der hohe Anteil der Smekтите und insbesondere der Wechsellagerungsminerale deutet dagegen auf einen Transport aus dem Europäischen Nordmeer mit Tiefenströmungen des ISOW hin, ähnlich der heutigen Situation (vgl. Kap. V.2.2). Ein Eintrag der Wechsellagerungsminerale durch Eisdrift kann auf Grund der anfangs diskutierten Ergebnisse ausgeschlossen werden. Die niedrigen Ton:Silt-Verhältnisse deuten ebenfalls auf einen Einfluß von Bodenströmungen hin (vgl. Kap. V.1.3). Eine nach anhaltende Konvektion und somit Bildung von Tiefenwasser in Teilen des Europäischen Nordmeeres haben auch Birgisdottir (1991) und Jünger (1994) im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 nachgewiesen.

Die diskutierten Ergebnisse dokumentieren, daß zu Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 4 (> 66.000 y) noch ausklingende interglaziale Bedingungen

geherrscht haben müssen, vergleichbar den heutigen Gegebenheiten, d.h. eine Tiefenwasserzufuhr ähnlich dem heutigen ISOW. Dies deutet auf eine zu dieser Zeit noch stattfindende Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer und einen Ausstrom von Tiefenwasser über den Island-Schottland-Rücken in den Nordatlantik hin.

Deutliche Änderungen in den ozeanographischen Verhältnissen kündigen sich erstmals im **späten Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (65.000-59.000 y)** an. In diesen Sedimenten gehen die Smektit-Gehalte auf Werte $< 60\%$ zurück. Analog dazu nehmen die Anteile von Illit, Kaolinit und Chlorit zu (vgl. Abb. 18 a-f, Abb. 19), wobei die Illit-Konzentrationen von 15 auf $> 30\%$ überproportional ansteigen. Der Eintrag von Wechsellagerungsmineralen geht dagegen stark zurück (vgl. Abb. 21). Die Smektit-Mineralen sind durch eine gute Kristallinität gekennzeichnet (vgl. Abb. 22). In diesen Sedimenten treten erstmals in geringen Mengen Kalifeldspäte auf, amorphe Substanzen konnten dagegen nicht mehr nachgewiesen werden.

Ein Rückgang der Wassertemperatur (Labeyrie et al. 1987, 1991) durch zunehmende Klimaverschlechterung im Sauerstoff-Isotopenstadium 4 ist in den Sedimenten durch reduzierte CaCO_3 -Gehalte und einen Rückgang der planktischen Foraminiferen und Coccolithen (Lackschewitz et al., in Druck^{b)}) dokumentiert. Parallel dazu steigen die Quarz-Gehalte in der Tonfraktion deutlich an (vgl. Abb. 20). Das konzentrierte Auftreten von Quarz und Kalifeldspat kann auf einen verstärkten Eintrag unverwitterter Komponenten zurückgeführt werden (vgl. Gingele 1992). Die gut ausgebildete Kristallinität der Smektit-Mineralen spricht ebenfalls für eine, durch zunehmende Vereisung bedingte, reduzierte hydrolytische Verwitterung (vgl. Kap. V.1.1).

Der Rückgang der Smektit-Konzentrationen, und vor allem die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen, kann auf einen reduzierten Eintrag aus dem Europäischen Nordmeer durch eingeschränkte Tiefenströmungen (ISOW) hinweisen. Diese Interpretation korreliert mit der von Duplessy et al. (1988) postulierten Verlagerung der Tiefenwasserbildung in den Nordatlantik. Eine permanente Eisbedeckung und ein Erliegen der Tiefenwasserbildung in der Grönlandsee wurde auch von Jünger (1994) für den größten Teil des Isotopenstadiums 4 nachgewiesen. Im späten Sauerstoff-Isotopenstadium 4 (< 65.000 y) treten im Untersuchungsgebiet erstmals signifikante Mengen von eistransportierten groben terrigenen Komponenten auf (Lackschewitz et al., in Druck^{b)}), die durch ein 'Kalben' der sich rasch

akkumulierenden kontinentalen Eismassen (Ruddiman et al. 1980) hervorgerufen werden. In diesen IRD-reichen Sedimenten ist eine nochmalige Reduzierung der Smektit-Gehalte zu erkennen, dagegen steigen die Gehalte an Illit, Kaolinit, Chlorit und Quarz weiter an (vgl. Abb. 18-20). Die IRD-reichen Sedimente bei 64 ka korrelieren stratigraphisch mit der aus dem Atlantik bekannten Heinrich-Lage HL6 (Heinrich 1988, Bond et al. 1992, 1993, Bond & Lotti 1995). Als Liefergebiet werden der Laurentische Eisschild und Grönland angenommen (Bond et al. 1992, Grousset et al. 1993). Diese Gebiete sind auf Grund der Verwitterung der metamorphen und magmatischen Gesteine reich an Illit, Kaolinit und Chlorit (Schiener 1976, Darby 1975, Piper & Slatt 1977, Latouche & Parra 1979, Parra 1982), so daß die Reduzierung der Smektit-Gehalte in diesen Horizonten nicht nur auf einen eingeschränkten Eintrag, sondern auch auf eine Verdünnung durch eine aktive Zufuhr der anderen Minerale bedingt sein kann.

Ein Wiederanstieg der Smektit-Gehalte ist bei 63.000 a abgebildet (vgl. Abb. 19), in diesen Sedimenten treten abermals Wechsellagerungsminerale auf (vgl. Abb. 21). Dieses erneute Auftreten von Wechsellagerungsmineralen kann auf ein Wiedereinsetzen der Tiefenwasserzufuhr aus dem Europäischen Nordmeer hindeuten. Diese Interpretation korreliert mit Daten von Paillard & Labeyrie (1994) und Maslin et al. (1995), die eine rasche Erneuerung der thermohalinen Tiefenzirkulation und Erwärmung im Gefolge von Heinrich-Ereignissen nachgewiesen haben. Eine verstärkte Konvektion nach Heinrich-Ereignis HL6 wurde auch von Jung (1996) auf Grund hoher $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in benthischen Foraminiferen nachgewiesen.

Aus den vorliegenden Ergebnissen läßt sich ein eingeschränkter Zustrom von Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer auf Grund zunehmender Klimaverschlechterung im späten Sauerstoff-Isotopenstadium 4 schließen. Die mit dem Heinrich-Ereignis HL6 korrelierenden Horizonte sind durch einen weiteren Rückgang der Smektit-Konzentrationen und die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen charakterisiert. Dies kann vermutlich auf den Zusammenbruch der thermohalinen Tiefenkonvektion im Europäischen Nordmeer und dem daraus folgenden Rückgang von Tiefenströmungen in den Nordatlantik zurückgeführt werden. Die im Gefolge von Heinrich-Ereignis HL6 ansteigenden Smektit-Konzentrationen können, bei gleichzeitigem Auftreten von Wechsellagerungsmineralen, auf eine erneute, kurzfristige Zufuhr von Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer hinweisen.

V.3.2 Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (59.000-27.000 a)

Während sich die Sedimentzusammensetzung im **frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 3 (59.000-50.000 y)** im Vergleich zu vorher kaum verändert, sind zwischen 50.000 bis 27.000 y deutliche ozeanographische Veränderungen abgebildet.

Eine Änderung der Sedimentationsbedingungen ist zwischen 56.000-53.000 y abgebildet. Die Konzentrationen der einzelnen Tonminerale bleiben relativ unverändert (vgl. Abb. 18-19), in dieser Zeit treten jedoch hauptsächlich Wechsellagerungs-Minerale und Vermikulite auf (vgl. Abb. 21). Weiterhin ist eine Verschlechterung der Smektit-Kristallinität zu erkennen (vgl. Abb. 22) und der Quarz-Gehalt nimmt deutlich ab (vgl. Abb. 20).

Das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen könnte auf einen Eintrag aus dem Europäischen Nordmeer hindeuten. Die schlechte Kristallinität der Smektit-Minerale und die niedrigen Quarz-Anteile in diesem Intervall könnten auf eine zunehmende Humidität, d.h. auf eine Verstärkung der terrestrischen Verwitterung im Liefergebiet hinweisen. Die hohen CaCO_3 -Gehalte und hohe Anteile an planktischen Foraminiferen und Coccolithen (Lackschewitz et al., in Druck^{b)}) deuten den Einfluß relativ warmer Oberflächenwassermassen (NAC) an. Gegen einen signifikanten Einfluß von Bodenströmungen sprechen jedoch die hohen Ton-Gehalte in den Sedimenten (vgl. Abb. 16-17). Ein Eintrag der Tonfraktion und der Wechsellagerungsminerale könnte jedoch auch durch Ausschmelzen aus driftendem Meereis erfolgen. In der Grobfraktion konnten keine nennenswerten Anteile an IRD nachgewiesen werden (Lackschewitz et al., in Druck^{b)}), was auf eine fehlende Eisbergdrift in diesem Gebiet hindeutet. Dagegen ist ein Eintrag mit Meereis möglich, nach Pfirman et al. (1989) transportiert Meereis in der Hauptsache feinkörnige Komponenten. Für eine ausgedehnte Meereisbedeckung im Arbeitsgebiet sprechen die von verschiedenen Autoren beschriebenen ausgedehnten Schmelzwasseranomalien im Europäischen Nordmeer und im Nordatlantik im Substadium 3.33 (55.450 a) (Weinelt 1993, Jünger 1994, Antonow 1995).

Kurzfristig wechselnde ozeanographische Verhältnisse in der Tonmineral-Verteilung sind in der Zeit zwischen 50.000 a bis 27.000 y zu erkennen. Die wechselnden Smektit- und Illit-Gehalte deuten, neben dem wechselnden Auftreten von Wechsellagerungsmineralen, instabile ozeanische Verhältnisse im Sauerstoff-Isotopenstadium 3 an. Kurzfristige Wechsel zwischen Eisbedeckung und Tiefen-

wasserkonvektion wurden von Vogelsang (1990), Birgisdottir (1991), Weinelt (1993), Jünger (1994) und Antonow (1995) im Europäischen Nordmeer nachgewiesen. Auch im Nordatlantik ist die Instabilität der Klimabedingungen durch periodisch stattfindende Schmelzwasserereignisse gekennzeichnet (Bond & Lotti 1995)

Moderate Smektit:Illit-Verhältnisse und eine eingeschränkte Ablagerung von Wechsellagerungsmineralen kennzeichnen die Zeitspanne zwischen 50.000 und 27.000 y. Diese Sedimentationsverhältnisse könnten auf einen eingeschränkten Sedimenttransport mit Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer hindeuten. Darüberhinaus sind in dieser Zeit kurzperiodische Veränderungen der Sedimentationsbedingungen durch mehrere Smektit-Minima angedeutet. Diese Smektit-Minima treten bei ca. 50.000 a, 48.000 a, 45.000 a, 40.000 a, 36.000/35.000 a, 31.000 a und 27.000 a auf. In diesen Horizonten konnte ein deutlicher Anstieg von eistransportiertem terrigenem Material in der Grobfraction nachgewiesen werden, was nach Lackschewitz et al. (in Druck^{b)}) auf eine verstärkte Eisbergdrift im Untersuchungsgebiet zurückzuführen ist. Diese Smektit-Minima sind auch nahezu zeitgleich mit den von Weinelt (1993) nachgewiesenen Schmelzwasserereignissen 3.31 (ca. 50.000 a), 3.1d (49.500 a), 3.1c (36.300 a), 3.1b(II) (33.100 a), 3.1b(I) (30.800 a) und 3.1a (26.100 a).

Die eistransportierten Sedimente bei 50.000 a, 36.000/35.000 a und 27.000 a sind durch die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen gekennzeichnet. Diese Sedimente korrelieren mit den aus dem Nordatlantik bekannten Heinrich-Lagen HL5 (50.000 a), HL4 (ca. 35.000 a) und HL3 (27.000 a) (Bond et al. 1992, 1993, Bond & Lotti 1995). Die in diesen Sedimenten festgestellten reduzierten Smektit-Gehalte und die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen können auf eine Eisbedeckung des Nordatlantiks und eine Einstellung der Tiefenwasserzufuhr aus dem Europäischen Nordmeer auf Grund stabiler Schmelzwasserüberschichtung zurückzuführen sein. Die Smektit-reichen Sedimente im Gefolge dieser Schmelzwasserereignisse HL5, HL4 und HL3 sind wieder durch das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen gekennzeichnet. Dies könnte, wie schon ausgeführt, auf eine rasche Erneuerung der thermohalinen Tiefenzirkulation im Europäischen Nordmeer nach den Schmelzwasserereignissen zurückzuführen sein (Paillard & Labeyrie 1994, Maslin et al. 1995). Eine verstärkte Bildung von NADW im Anschluß an HL3 beschreibt auch Jung (1996).

V.3.3 Sauerstoff-Isotopenstadium 2 und Termination I a (27.000-10.000 y)

Die letzte Phase des Eisaufbaues in der nördlichen Hemisphäre begann nach Ruddiman et al. (1980) zu Beginn des Sauerstoff-Isotopenstadiums 2 vor 27.000 a. Nach Daten von CLIMAP (1976), Kellogg (1980), Belanger (1982) ist das Isotopenstadium 2 durch eine permanente Eisbedeckung des Europäischen Nordmeers und des Nordatlantiks gekennzeichnet. Duplessy et al. (1988) und Labeyrie et al. (1992) postulieren eine Verlagerung der Tiefenwasserbildung aus dem Europäischen Nordmeer in den Nordatlantik.

Aus den vorliegenden Daten ergeben sich jedoch auch weiterhin sehr kurzfristige Schwankungen aller Sedimentparameter, was auf eine andauernde Instabilität der ozeanographischen Verhältnisse hindeutet und gegen eine andauernde Verlagerung der Tiefenwasserbildung in den Nordatlantik spricht.

Relativ hohe Smektit:Illit-Verhältnisse (vgl. Abb. 19) und das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen (vgl. Abb. 21) kennzeichnen das frühe Isotopenstadium 2 zwischen 26.000-22.500 y. Ein Einfluß von relativ warmem Oberflächenwasser ist durch einen leichten Anstieg der CaCO_3 -Gehalte (Lackschewitz et al., in Druck^{b)}) angedeutet. Relativ warmes Oberflächenwasser aus dem Atlantik konnte von Hebbeln et al. (1994) in dieser Zeit bis in die Framstraße nachgewiesen werden.

Diese Sedimentverteilung kann, wie schon angesprochen, auf eine schnelle Wiederherstellung der Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer im Gefolge von Heinrich-Ereignis HL3 (27.000 a) hinweisen. Die niedrigen Ton-Gehalte (vgl. Abb. 17) deuten ebenfalls auf einen Einfluß von Tiefenströmungen hin. Diese Interpretation korreliert mit Sarinthein et al. (1994), die an der Grenze von Isotopenstadien 3/2 eine Tiefenwasserbildung im Europäischen Nordmeer nachgewiesen haben. Auch Jung (1996) postuliert eine Tiefenwasserbildung in der Norwegisch-Grönländischen See zwischen 23.500-21.500 y, wobei diese jedoch schwächer als heute ausgebildet war.

In der Tonmineralverteilung machen sich in dieser Zeitspanne noch weitere Abfolgen von Smektit- bzw. Wechsellagerungsmineralen bemerkbar. Ein Smektit-Minimum ist bei ca. 25.000 a abgebildet (vgl. Abb. 19), Wechsellagerungsminerale fehlen in diesen Sedimenten. In der Grobfraktion wurden signifikante Anteile an eistransportiertem Detritus gefunden, was auf eine deutliche Beeinflussung des Arbeitsgebietes durch Eisbergdrift hinweist. Das Fehlen von Wechsellagerungsmineralen könnte auf eine erneute Reduzierung des Tiefenwassereinstroms aus dem Europäischen Nordmeer hinweisen. Diese Annahme wird unterstützt durch das verstärkte Auftreten von

eistransportierten Sedimenten im Nordatlantik (Bond & Lotti 1995) und in der Norwegischen See (Baumann et al. 1995), woraus sich eine Schmelzwasserüberschichtung und daraus eine Unterdrückung der Tiefenkonvektion im Europäischen Nordmeer ableiten ließe.

Unmittelbar an dieses Ereignis anschließend steigen die Smektit-Konzentrationen wieder leicht an und es treten erneut Wechsellagerungsminerale auf, was auf einen erneuten Wasseraustausch zwischen Europäischem Nordmeer und Nordatlantik hinweisen könnte.

Ein erneuter Rückgang der Smektit-Akkumulation ist in der Zeit von 22.500-21.000 y zu erkennen. In der Grobfraktion konnten signifikante Anteile an eistransportiertem Material nachgewiesen werden (Lackschewitz et al., in Druck^b). Diese Sedimente korrelieren zeitlich mit dem Schmelzwasserereignis HL2 (21.000 a) aus dem Nordatlantik (Bond et al. 1992, 1993, Bond & Lotti 1995). Die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen kann erneut auf eine eingeschränkte Zufuhr von Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer hindeuten. Wechsellagerungsminerale treten auch hier nur im Gefolge von HL2 auf, was wiederum auf eine rasche "Durchspülung" des Nordatlantiks hinweisen könnte.

Die Sedimentparameter zwischen 20.000-18.000 y zeigen ähnliche Bedingungen wie zu Beginn von Sauerstoff-Isotopenstadium 2 (26.000-22.500 y) an. Ein Anstieg der Smektit:Illit-Verhältnisse korreliert mit dem Auftreten von Wechsellagerungsmineralen. Die wieder leicht erhöhten CaCO_3 -Gehalte signalisieren eine erhöhte Bioproduktivität (Lackschewitz et al., in Druck^b), die eisfreie Verhältnisse anzeigen. Diese Annahme korreliert mit Befunden von Hebbeln et al. (1994), die einen erneuten Vorstoß von warmen Oberflächenwässern aus dem Atlantik in der Framstraße nachweisen konnten. Diese Sedimentparameter deuten auf einen erneuten Austausch von Oberflächen- und Tiefenströmungen zwischen Europäischem Nordmeer und Nordatlantik hin, der nach Jung (1996) jedoch in eingeschränktem Ausmaß im Vergleich zur heutigen Situation stattgefunden haben soll.

Das letzte glaziale Maximum (LGM) zwischen 18.000-16.000 y ist durch eine Reduzierung der Smektit-Konzentrationen gekennzeichnet (vgl. Abb. 19), Wechsellagerungsminerale fehlen in diesen Sedimenten (vgl. Abb. 21). Diese Parameter deuten einen eingeschränkten Einstrom von Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer an. Diese Beobachtungen stehen im Einklang mit Befunden von Boyle & Keigwin (1985) und Duplessy et al. (1988), die im LGM eine stark eingeschränkte Tiefenwasserbildung postuliert haben. Nach Sarnthein et al. (1995)

war das Europäische Nordmeer zwar saisonal eisfrei, es ist jedoch unklar, ob sich auf Grund der Dichtereduzierung der Oberflächenwasser durch Schmelzwassereintrag Tiefenwasser bilden konnte. Eine Verlagerung der Tiefenwasserbildung in den NE-Atlantik wurde von verschiedenen Autoren vermutet (Duplessy et al. 1988, Labeyrie et al. 1992, u.a.). Maslin et al. (1995) haben eine Tiefenwasserbildung im NE-Atlantik auf Grund durch Schmelzwassereinflüsse verursachter geringer Salinitäten zwischen 30.000-13.000 y ausgeschlossen.

Die postulierte Verlagerung der Tiefenwasserbildung in den NE-Atlantik kann auf Grund der hier erhobenen Daten nicht unterstützt oder widerlegt werden. Die hohen Ton-Gehalte (vgl. Abb. 17) in den Sedimenten sprechen jedoch grundsätzlich für einen eingeschränkten Einfluß von Tiefenströmungen, wo sie auch immer ihren Ursprungsort haben. Im Anschluß an das LGM ist keine wesentliche Erhöhung der Smektit-Konzentrationen zu verzeichnen, demgegenüber treten jedoch bei 16.000 a wieder Wechsellagerungsminerale auf. Dies könnte als Zeichen für einen erneuten Zustrom aus dem Europäischen Nordmeer gewertet werden.

Niedrige Smektit-Konzentrationen kennzeichnen Sedimente bei ca. 15.000 a, die mit Termination Ia (Bard et al. 1987) bzw. mit Heinrich-Ereignis HL1 (Bond et al. 1992, 1993, Bond & Lotti 1995) korrelieren. Eine stabile Schmelzwasserüberschichtung während dieser Deglaziationsphase unterdrückt die Bildung von Tiefenwasser im Europäischen Nordmeer (vgl. Jones & Keigwin 1988, Weinelt 1993, Sarnthein et al. 1995, Jung 1996) bzw. einen Tiefeneinstrom in den Nordatlantik und kann als Ursache für die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen (vgl. Abb. 21) und für die hohen Ton:Silt-Verhältnisse (vgl. Abb. 17) in diesen Sedimenten vermutet werden. Eine reduzierte Tiefenkonvektion und ein reduzierter Eintrag von Tiefenwasser wurden auch von Manighetti & McCave (1995) und McCave et al. (1995) mit Hilfe von Korngrößen-Verteilungen am Rockall Plateau nachgewiesen.

Nach diesem Schmelzwassereignis ist ein langsamer, kontinuierlicher Anstieg der Smektit-Konzentrationen zu erkennen (vgl. Abb. 18-19), wobei die Smektit-Gehalte zwischen 13.000-11.500 y nochmals leicht ansteigen. Die in diesen Sedimenten erhöhten CaCO_3 -Gehalte (Lackschewitz et al., in Druck^{b)}) deuten auf eine erhöhte Bioproduktivität in dieser Erwärmungsphase hin (Interstadiale Bølling und Allerød) (Mangerud et al. 1974, Andersen & Borns 1994, Clapperton 1995). Auf Grund der Sedimentverteilung läßt sich ein erneuter deutlicher Zustrom von ISOW aus dem Europäischen Nordmeer ableiten. Die in dieser Zeit auftretenden verringerten Ton:Silt-Verhältnisse (vgl. Abb. 17) deuten ebenfalls einen Einfluß von Tiefenströmungen an (vgl. Manighetti & McCave 1995, McCave et al. 1995). Diese

Interpretation korreliert mit Befunden von Sarnthein et al. (1995), die seit 12.800 a einen holozänen Strömungsmodus nachgewiesen haben.

Ein kurzfristiger Rückgang in der Smektit-Sedimentation zeigt sich jedoch in der Zeit von 11.500-10.000 y. Gleichzeitig treten in der Grobfraktion signifikante Anteile an eistransportiertem terrigenem Material und vermehrt 'dropstones' auf (Lackschewitz et al., in Druck^b), was auf eine verstärkte Eisbergdrift im Untersuchungsgebiet hinweist. Eine Abkühlung der Oberflächenwassermassen ist auch durch die reduzierten CaCO_3 -Gehalte (Lackschewitz et al., in Druck^b) dokumentiert. Eine Abkühlung der SST (= sea surface temperature) bei 11.000 a wurde von Schulz (1995) in Sedimenten der Island-Färöer-Schwelle nachgewiesen. Dieses Ereignis korreliert mit der 'Jungen Dryas', in der nach Mangerud et al. (1974), Broecker et al. (1989), Bard et al. (1994) u.a. wieder nahezu glaziale Bedingungen geherrscht haben. In diesen Sedimenten ist der Rückgang der Smektit-Konzentrationen wahrscheinlich nur auf eine Verdünnung durch eistransportiertes Material zurückzuführen. Das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen spricht gegen eine Reduzierung der Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer. Diese Annahme steht in Einklang mit Sarnthein et al. (1995), die einen holozänen Strömungsmodus seit 12.800 y nachgewiesen haben.

V.3.4 Sauerstoff-Isotopenstadium 1 (Holozän < 10.000 a)

Die Grenze Pleistozän/Holozän ist durch einen markanten Anstieg der Smektit:Illit-Verhältnisse $> 4,5$ (vgl. Abb. 18-19) gekennzeichnet, was in erster Linie auf einen eingeschränkten Eintrag von Illit ($< 15\%$) zurückgeführt werden kann. Weiterhin ist eine Zunahme des Chlorit-Gehaltes zu erkennen (vgl. Abb. 18 a-f). In den holozänen Sedimenten treten verstärkt Wechsellagerungsminerale und Vermikulite auf (vgl. Abb. 21). Die Smektit-Minerale sind durch eine schlecht ausgebildete Kristallinität gekennzeichnet (vgl. Abb. 22). Die Quarz:Plagioklas-Verhältnisse sind mit Werten < 2 generell sehr niedrig (vgl. Abb. 20) und deuten einen Rückgang der Quarz-Zufuhr seit Beginn des Holozäns an.

Der signifikante Einfluß von klimatischen Bedingungen und Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer (ISOW) auf die Sedimentation am Reykjanes Rücken wurde schon in den subrezentenen Oberflächenproben diskutiert (vgl. Kap. V.2.1, Kap. V.2.2).

Nach bisherigen Kenntnissen sind im Holozän, außer dem Klimaoptimum und der spätholozänen Abkühlung (Keigwin & Jones 1995), keine nennenswerten Klimaschwankungen bekannt. In der Verteilung der Tonminerale lassen sich deutliche Veränderungen in der Sedimentation auch in den holozänen Sedimenten erkennen. Die generell hohen Smektit:Illit-Verhältnisse gehen nahezu alle 1000 a, bei ca. 9.200 a, (8.000 a), 7.300 a, 6.200 a, 5.100 a, 4.000 a, 2.750 a, 2.000 a und < 1.000 a merklich zurück (Abb. 25). Diese Smektit-Minima könnten möglicherweise durch Verdünnung auf Grund eines Illiteintrages mit driftendem Meereis verursacht werden. Die Smektit-Minima korrelieren zeitlich zum großen Teil mit Daten von Bond (1995), der auf Grund der Komponentenzusammensetzung von Sedimenten aus dem Irminger Becken eine Abkühlung des Oberflächenwassers und einen Sedimenttransport durch Meereis in der Zeit von 7.200 a, 5.000 a, 3.700 a und 1.700 a postuliert hat. Eine leichte Abkühlung des Oberflächenwassers wurde auch von Schulz (1995) anhand Untersuchungen an Foraminiferen bei ca. 8.000 a und < 2.000 y nachgewiesen.

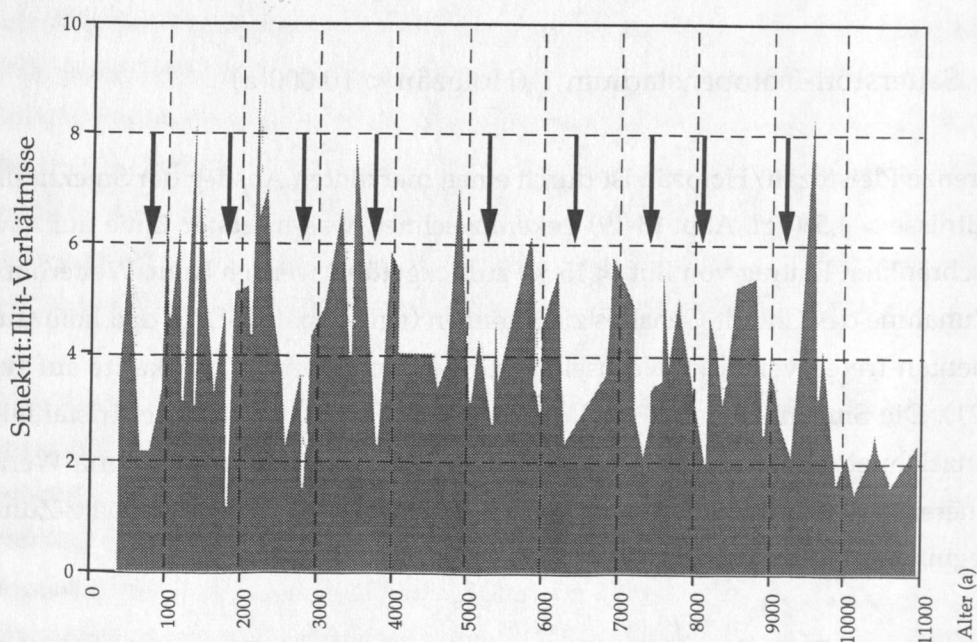


Abb. 25:

Smektit:Illit-Verhältnisse in holozänen Sedimenten des Reykjanes Rückens
Daten aus 6 Sedimentkernen, errechnet aus relativen Flächenprozenten
Pfeile - signifikante Reduzierung der Smektit-Konzentrationen

Die Smektit-Minima lassen sich möglicherweise auch durch einen äolischen Eintrag von Illit erklären. Nach dem Abschmelzen der kontinentalen Eismassen am Ende des Pleistozäns gewinnen äolische Sedimente auf Grund noch dünner Vegetationsdecken an Bedeutung. Hohe Staubanteile in grönländischen Eiskernen wurden von O'Brien et al. (1995) bei 8.800-7.800 y, 6.100-5.000 y, 3.100-2.400 y und 600 a gefunden. Die Autoren führen diese Anreicherungen auf kalte, stürmische aride Perioden zurück. Die niedrigen Ton:Silt-Verhältnisse in diesen Sedimenten könnten sowohl auf einen Eintrag von Meereis (alle Korngrößenklassen: Pfirman et al. 1989), als auch auf einen äolischen Eintrag (vorwiegend Silt: Catt 1992) der Sedimente zurückzuführen sein. Eine signifikante Anreicherung von äolischen Sedimenten ist in marinen Sedimenten auf Grund der starken Verdünnung mit durch Tiefenströmungen eingetragenen Komponenten jedoch wenig wahrscheinlich.

Die von den Autoren postulierten kalten (vgl. Schulz 1995) und stürmischen Perioden im Holozän (vgl. O'Brien et al. 1995) korrelieren zum Teil mit den von Bond (1995) vermuteten Zeiten verstärkter Eisdrift. Die Reduzierung der Smektit-Gehalte in den holozänen Sedimenten ist demnach wahrscheinlich auf eine Verdünnung durch mit Meereis eingetragenen Illit (Chlorit, Kaolinit) zurückzuführen.

V.4 Tonmineralverteilungen am Reykjanes Rücken und globale Klimaschwankungen

Aus den vorliegenden Ergebnissen konnte nachgewiesen werden, daß die Verteilung der im Untersuchungsgebiet dominierenden Smektit-Mineralen hauptsächlich vom Eintrag durch Tiefenströmungen abhängig ist (vgl. Kap. V.1.2, V.2.1, Kap. V.3). Diese Tiefenströmungen werden rezent durch thermohaline Konvektion im Europäischen Nordmeer erzeugt (vgl. Kap. II.2) und reflektieren die globale thermohaline ozeanische Zirkulation. Veränderungen der thermohalinen Zirkulation durch Eisdrift und Schmelzwasserüberschichtung im letzten Glazial sind auch in der Verteilung der Tonminerale am mittelozeanischen Reykjanes Rücken abgebildet (vgl. Kap. V.3).

Die kurzperiodischen Schwankungen in der Verteilung der Smektit- und Illit-Mineralen am Reykjanes Rücken zeigen eine gute Übereinstimmung mit dem Verlauf der Sauerstoff-Isotopenkurven der grönländischen Eiskerne (GRIP) (Abb. 26). Die Schwankungen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der Eiskerne dokumentieren kurzperiodische Oszillationen von Warm- und Kaltphasen über dem grönländischen Eis (Dansgaard & Oeschger 1989, Johnsen et al. 1992, Dansgaard et al. 1993). Diese kurzfristigen Klimaveränderungen, die sogenannten "Dansgaard-Oeschger-Zyklen" konnten auch in marinen Sedimenten nachgewiesen werden (Bond et al. 1993, Weinelt 1993, Antonow 1995, Jung 1996) und zeigen die engen Beziehungen zwischen den Temperaturen der Atmosphäre und dem Oberflächenwasser der Ozeane und der Verbreitung der Eisschilde im letzten Glazial an (Bond et al. 1993).

Hohe Smektit-Gehalte in den Sedimenten am Reykjanes Rücken korrelieren zeitlich mit Interstadialen der Dansgaard-Oeschger-Zyklen (Abb. 26). In diesen Sedimenten treten oft Wechsellagerungs-Mineralen auf. Die hohen Smektit-Konzentrationen und das Auftreten von Wechsellagerungs-Mineralen deutet auf einen Zustrom vom Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer während der Interstadiale hin (vgl. Kap. V.3).

Smektit-Minima in den Sedimenten am Reykjanes Rücken korrelieren dagegen mit Dansgaard-Oeschger-Kaltphasen (Abb. 26). Die Reduzierung der Smektit-Konzentrationen in diesen Horizonten kann auf einen Eintrag von Illit mit driftendem Eis zurückgeführt werden. Entsprechend konnte in diesen Horizonten ein deutlicher Anteil von IRD in der Grobfraktion nachgewiesen werden (Abb. 26). Dies steht in Übereinstimmung mit Daten von Bond et al. (1993), Bond & Lotti (1995) und

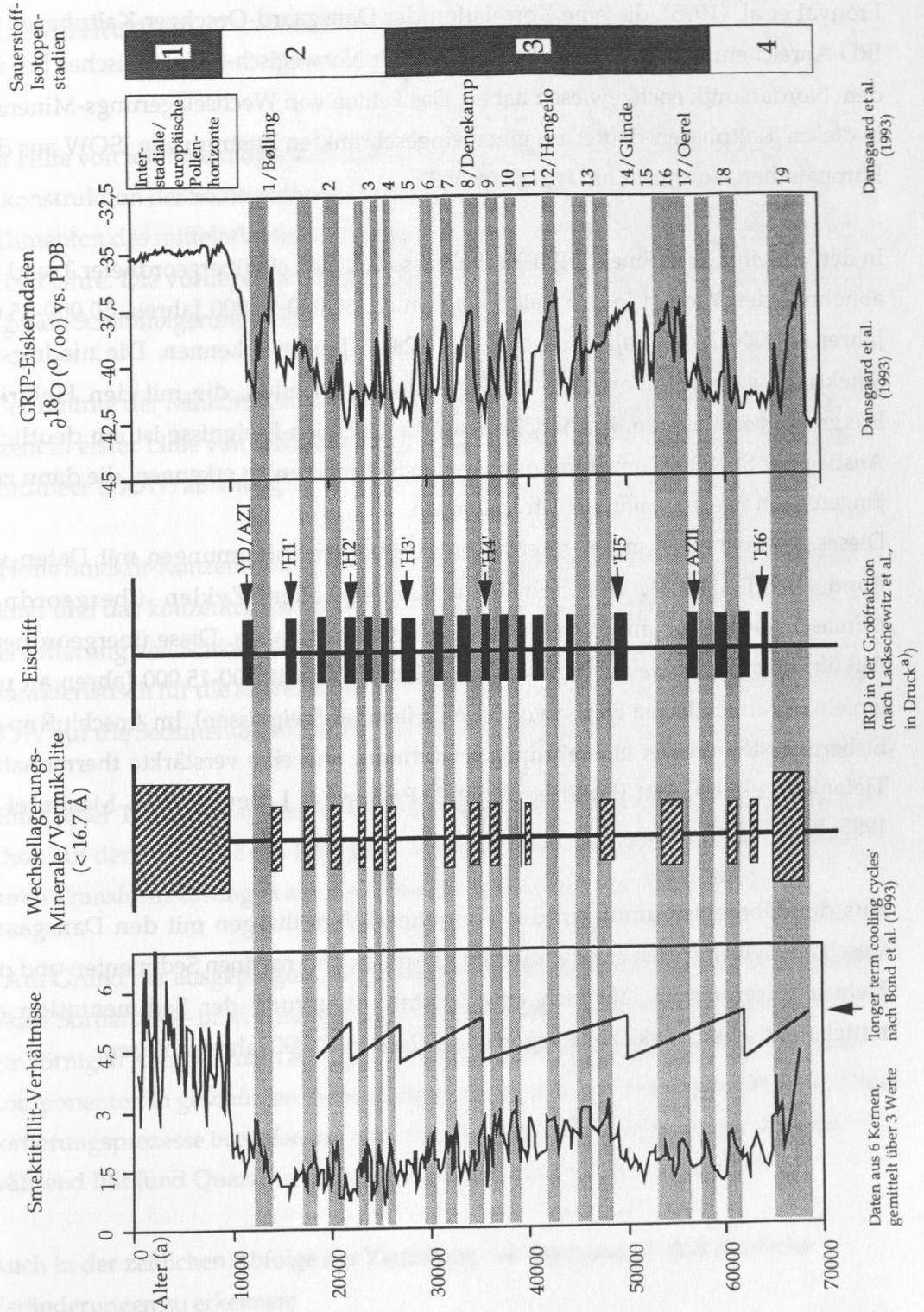


Abb. 26:

Variationen der Smektit:Illit-Verhältnisse, Wechsellagerungs-Mineraie und IRD in Sedimenten des Reykjanes Rückens und ihre Korrelationen mit grönländischen Eiskerndaten (GRIP) (Dansgaard et al. 1993) und Abkühlungsphasen / 'longer term cooling cycles' (Bond et al. 1993) YD - Younger Dryas, AZ I, AZ II - Aschenzonen I und II, H1-H6 - Heinrich-Ereignisse

Fronval et al. (1995), die eine Korrelation der Dansgaard-Oeschger-Kaltphasen mit IRD-Anreicherungen in marinen Sedimenten der Norwegisch-Grönländischen See und dem Nordatlantik nachgewiesen haben. Das Fehlen von Wechselagerungs-Mineralen in diesen 'Kaltphasen' deutet auf einen eingeschränkten Zustrom von ISOW aus dem Europäischen Nordmeer hin (vgl. Kap. V.3).

In der Verteilung der Smektit:Illit-Verhältnisse läßt sich ein übergeordneter Trend mit abnehmenden Werten in der Zeit zwischen ca. 60.000-50.000 Jahren, 50.000-35.000 Jahren, 35.000-28.000 Jahren und 28.000-22.000 Jahren erkennen. Die niedrigsten Smektit-Konzentrationen sind in Horizonten zu finden, die mit den Heinrich-Ereignissen korrelieren. Im Anschluß an die Heinrich-Ereignisse ist ein deutlicher Anstieg der Smektit-Konzentrationen in den Sedimenten zu erkennen, die dann zum jüngeren hin wieder kontinuierlich abnehmen.

Dieses Sedimentationsmuster zeigt deutliche Übereinstimmungen mit Daten von Bond et al. (1993), die den Dansgaard-Oeschger-Zyklen übergeordnete Klimaschwankungen im letzten Glazial beschrieben haben. Diese übergeordneten Abkühlungsphasen dauern über einen Zeitraum von 10.000-15.000 Jahren an und gipfeln in beträchtlichen Eisbergvorstößen (Heinrich-Ereignissen). Im Anschluß an die Eisbergvorstöße findet eine abrupte Erwärmung und eine verstärkte thermohaline Tiefenkonvektion statt (Bond et al. 1993, Paillard & Labeyrie 1994, Maslin et al. 1995, Jung 1996).

Aus den Übereinstimmungen der Tonmineral-Verteilungen mit den Dansgaard-Oeschger-Zyklen in den grönländischen Eiskernen und marinen Sedimenten und den Heinrich-Ereignissen läßt sich eine orbitale Steuerung der Sedimentation am mittelatlantischen Reykjanes Rücken in den letzten 70.000 Jahren ableiten.

VI. Ableitungen

Mit Hilfe von tonmineralogischen und granulometrischen Untersuchungen erfolgt die Rekonstruktion der Sedimentationsbedingungen und der Paläozeanographie an Sedimenten des mittelatlantischen Reykjanes Rückens (59°N) während der letzten 70.000 Jahre. Die vorliegenden Ergebnisse (schematisiert in Abb. 26, Abb. 27) lassen folgende Schlußfolgerungen zu:

- Der Eintrag der feinkörnigen terrigenen Sedimente am Reykjanes Rücken (59°N) ist rezent in erster Linie von thermohalinen Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer (ISOW) abhängig.
- Hohe Smektit-Konzentrationen aus der Verwitterung vulkanischer Gesteine auf Island und das konzentrierte Auftreten von Wechsellagerungsmineralen aus der Verwitterung von Schichtsilikaten aus dem Europäischen Nordmeer sind charakteristisch für die subrezentten Sedimente und zeigen den starken Einfluß von ISOW auf die Sedimentation am Reykjanes Rücken an.
- Ein großer Teil der Suspensionsfracht des ISOW, vor allem Smektit-Mineraie, wird schon auf der SE-Flanke des Reykjanes Rückens abgelagert, ein kleinerer Teil wird durch Transformstörungen auf die NW-Flanke des Rückens transportiert.
- Auf Grund der ausgeprägten Morphologie am Reykjanes Rücken bei 59°N finden lokale Sortierungs- bzw. Umlagerungsprozesse statt, d.h. Auswaschung der feinkörnigen Komponenten an exponierten Stationen bzw. Anreicherungen dieser Komponenten in geschützten Becken-Lagen findet in enger Nachbarschaft statt. Diese Sortierungsprozesse betreffen vor allem Smektit und Wechsellagerungsminerale, während Illit (und Quarz) in exponierten Lagen relativ angereichert sind.

Auch in der zeitlichen Abfolge der Verteilung der Tonminerale sind deutliche Veränderungen zu erkennen:

- Im frühen Sauerstoff-Isotopenstadium 4 sind auf Grund der Sedimentparameter noch ähnliche ozeanische Verhältnisse wie rezent angedeutet. Eine zunehmende Klimaverschlechterung ist im späten Sauerstoff-Isotopenstadium 4 zu erkennen.

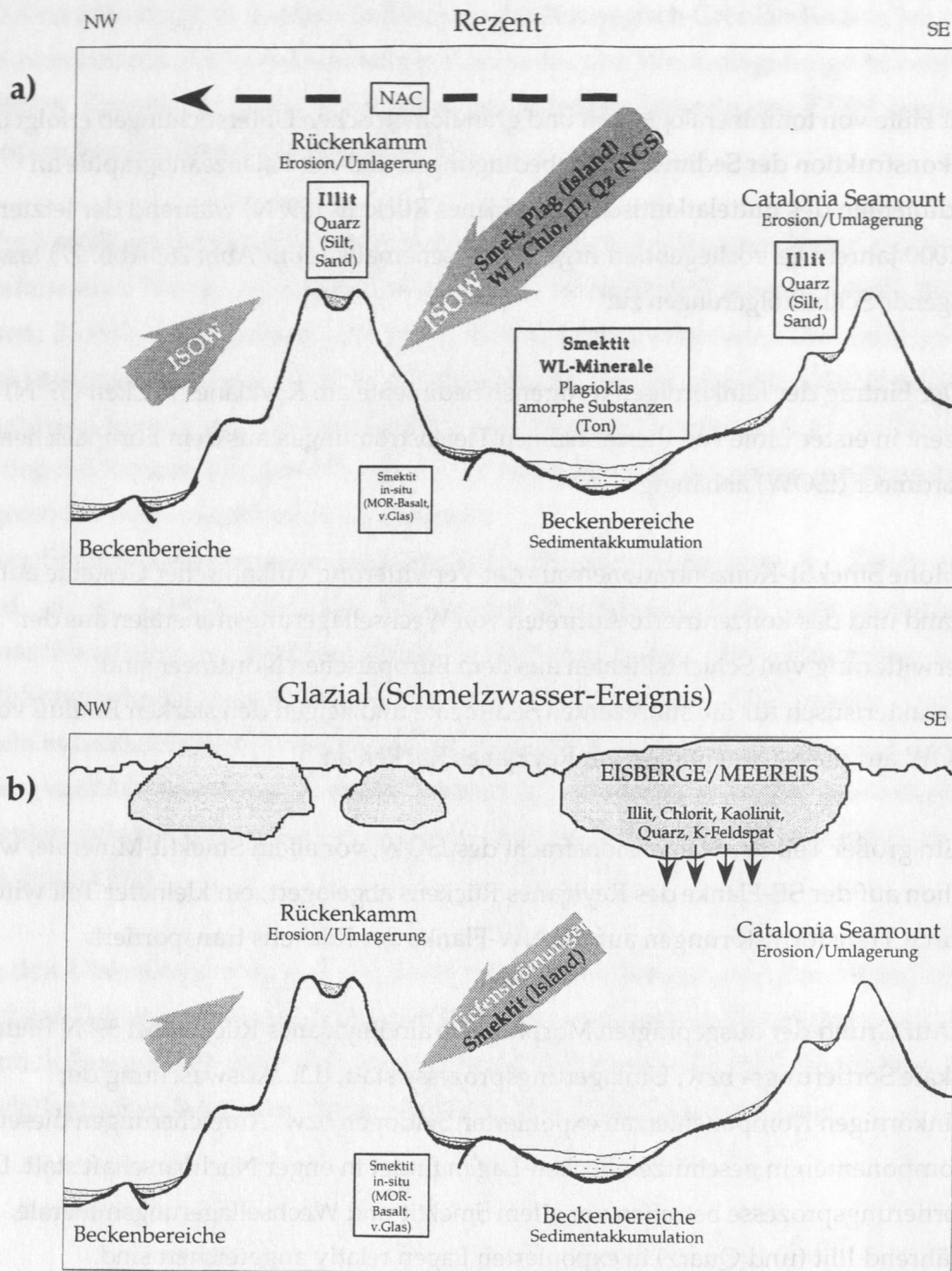


Abb. 27:

Schematische Übersicht über die Sedimentationsbedingungen am mittelozeanischen Reykjanes Rücken (59°N) (Nordatlantik)

a) Rezent

b) im Glazial (Schmelzwasser-Ereignis)

NAC - North Atlantic Current/Nordatlantik-Strom

ISOW - Island Scotland Overflow Water

NGS - Norwegisch-Grönländische See

Es sind zeitliche Schwankungen in der Sedimentation der Tonminerale abgebildet, die auf die Instabilität der ozeanischen Zirkulation zurückgeführt werden können.

- Die Abwesenheit von Wechsellagerungsmineralen in Zeiten erhöhter Eisbergdrift (z.B. Heinrich-Ereignisse) kann auf einen reduzierten bzw. eingestellten Zufluß von thermohalinen Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer zurückgeführt werden.
- Ein erneutes Auftreten von Wechsellagerungsmineralen und ein Wiederanstieg der Smektit-Gehalte unmittelbar anschließend an die Schmelzwasser-Ereignisse deuten auf ein schnelles Wiedereinsetzen der thermohalinen Tiefenströmungen aus dem Europäischen Nordmeer hin.
- Ein kontanter Zustrom von Tiefenwasser aus dem Europäischen Nordmeer ist durch den linearen Anstieg der Smektit-Konzentrationen und das Auftreten von Wechsellagerungsmineralen seit dem Ende der Termination Ia (15.000 Jahre BP) angedeutet.
- Die Grenze von Pleistozän zum Holozän (10.000 Jahre BP) ist durch einen markanten Anstieg der Smektit- und Wechsellagerungs-Mineralen charakterisiert, was auf eine vollständige Ausbildung der Tiefenwasserkonvektion im Europäischen Nordmeer hindeutet.
- Auch im Holozän zeichnen sich nahezu alle 1.000 Jahre kurzperiodische Klimaschwankungen in der Verteilung der Tonminerale ab.
- Die dokumentierten Veränderungen in der Tonmineralverteilung, besonders die Verteilung von Smektit:Illit während der letzten 70.000 Jahre korreliert zum großen Teil mit den Sauerstoff-Isotopenkurven der grönländischen Eiskerne (GRIP) und kann als regionales Abbild globaler Klimaschwankungen gewertet werden.

VII. Danksagung

Für die Vergabe und die Betreuung dieser Arbeit möchte ich mich bei Prof. Dr. Jörn Thiede bedanken.

Meinen Betreuern Dr. Hans-Jürgen Wallrabe-Adams und Dr. Klas Sven Lackschewitz möchte ich für das Interesse und die ständige Gesprächsbereitschaft, und nicht zuletzt für das gute Arbeitsklima, herzlich danken. Besonders gedankt sei beiden auch für die Durchsicht des Manuskriptes und die konstruktive Kritik.

Dr. Heinz Lange, Amelie Winkler, Uwe Mensching und Dr. 'Fritz' Cordes danke ich für die kritische Durchsicht von Teilen des Manuskriptes, und Moshira Hassan für die Korrektur des Abstracts.

Sehr hilfreich waren Diskussionen mit Dr. Heinz Lange, Amelie Winkler, Thomas Richter, Jens Greinert, Dr. Heinrich Berner, Dr. Silke Clasen und Dr. Peter Bruns.

Dr. Gerhard Bohrmann weihte mich in die 'Geheimnisse' des Röntgendiffraktometers ein. Dr. R. Petschick stellte freundlicherweise das Programm 'McDiff' zur Auswertung der Röntgendiffraktometer-Analysen zur Verfügung.

Für die Hilfestellung bei den Abbildungen und den unerschütterlichen Glauben an die baldige Fertigstellung dieser Arbeit möchte ich mich bei Uwe ('M') Mensching bedanken.

Für die großzügig gewährte Gastfreundschaft im letzten Jahr bedanke ich mich ganz herzlich bei Barbara und Amelie und natürlich bei GEOMAR.

Allen 'Hiwis' (Bertram, Torge, Frank, Heike, Lara, Holger, Olli, Henning, Holger, Meike) und den Fahrtteilnehmern der Expeditionen SO-82 und LO-09 danke ich für ihre Hilfe und Mitarbeit.

Ich möchte mich bei allen Freund(inn)en und Kolleg(inn)en, Genannten und Ungenannten, für ihre Anteilnahme am Fortgang dieser Arbeit, für Rat und Tat, und nicht zuletzt für die gewährte moralische Unterstützung, herzlich bedanken.

Diese Arbeit wurde finanziell unterstützt durch das Bundesministerium für Forschung und Technologie (BMFT) im Rahmen des Projektes "Der mittelozeanische Rücken: Sedimenteintrag und Sedimenttransport entlang divergierender Plattengrenzen (Nordatlantik)."

VIII. Literatur

- Allredge, A.L. & Silver, M.W. (1988): Characteristics, dynamics and significance of marine snow. - *Limnol. Oceanogr.* **33**: 339-351
- Andersen, B.G. & Borns, H.W. (1994): The ice age world. 208 pp. - Oslo, Kopenhagen, Stockholm: Scandinavian University Press
- Antonow, M. (1995): Sedimentationsmuster um den Vesteris Seamount (zentrale Grönlandsee) in den letzten 250.000 Jahren. - *GEOMAR Report* **44**: 121 pp.
- Atterberg, A. (1912): Die mechanische Bodenanalyse und die Klassifikation der Böden Mittelschwedens. - *Int. Mitt. f. Bodenkunde*: 314
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. & Duplessy, J.C. (1987): Reconstruction of the last deglaciation: deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric ^{14}C dating. - *Climate Dynamics* **1**: 101-112
- Bard, E., Arnold, M., Mangerud, J., Paterne, M., Labeyrie, L., Duprat, J., Mélières, M.-A., Sønstegaard, E. & Duplessy, J.C. (1994): The North Atlantic atmosphere-sea surface ^{14}C gradient during the Younger Dryas climatic event. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**: 275-287
- Baumann, K.-H., Lackschewitz, K.S., Mangerud, J., Spielhagen, R.F., Wolf-Welling, T.C.W., Henrich, R. & Kassens, H. (1995): Reflection of Scandinavian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150,000 years. - *Quart. Res.* **43**: 185-197
- Belanger, P.E. (1982): Paleo-oceanography of the Norwegian-Sea during the past 130,000 years: coccolithophorid and foraminiferal data. - *Boreas* **11**: 29-36
- Berner, H. (1991): Mechanismen der Sedimentbildung in der Framstraße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See. - *Berichte Fachbereich Geowissenschaften Univ. Bremen* **20**: 165 pp.
- Bersch, M. (1995): On the circulation of the northeastern North Atlantic. - *Deep-Sea Res.* **42**: 1583-1607
- Birgisdottir, L. (1991): Die paläo-ozeanographische Entwicklung der Islandsee in den letzten 550.000 Jahren. - *Berichte SFB 313, Univ. Kiel* **34**: 112 pp.
- Biscaye, P.E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. - *Geol. Soc. Amer. Bull.* **76**: 803-832
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W. et al. (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. - *Nature* **360**: 245-249
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen S., et al. (1993): Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. - *Nature* **365**: 143-147
- Bond, G. (1995): Abrupt climate change during the current interglacial. -1995 Fall Meeting, American Geophysical Union - Supplement to Eos. F 282

- Bond, G.C. & Lotti, R. (1995): Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. - *Science* **267**: 1005-1010
- Blaume, F. (1992): Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalhang: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster. - *Berichte SFB 313, Univ. Kiel* **36**: 150 pp.
- Boyle, E.A. & Keigwin, L.D. (1985): Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 250,000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **76**: 135-150
- Brindley, G.W. (1966): Ethylene glycol and glycerol complexes of smectites and vermiculites. - *Clay Min.* **6**: 237-260
- Brindley, G.W. (1980): Order-disorder in clay mineral structures. - In: Brindley, G.W. & Brown, G. (Eds.): *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*: 125-189. - London: Mineral. Soc.
- Brindley, G.W. & Brown, G. (1980): *Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification*: 495 pp. - London: Mineral. Soc.
- Broecker, W.S. (1990): Salinity history of the Northern Atlantic during the last deglaciation. - *Paleoceanography* **5**: 459-467
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.P., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. & Wolfli, W. (1989): Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. - *Nature* **341**: 318-321
- Broecker, W.S. & Peng, T.H. (1982): *Tracers in the sea*. 690 pp. - Palisades, N.Y.: Eldigio Press
- Catt, J.A. (1992): *Angewandte Quartärgeologie*. 358 pp. - Stuttgart: Enke
- Chamley, H. (1971): Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. - *Sci. Géol., Strasbourg, Mém.* **35**: 225 pp.
- Chamley, H. (1975): Remarques sur la sédimentation argileuse quaternaire en Mer de Norvège. - *Bull. Union Océanogr. France* **7**: 15-20
- Chamley, H. (1989): *Clay sedimentology*. 623 pp. - Berlin etc.: Springer
- Clapperton, C.M. (1995): Fluctuations of local glaciers at the Termination of the Pleistocene: 18-8 ka BP. - *Quatern. Intern.* **28**: 41-50
- Clarke, R.A. & Gascard, H. (1983): The formation of Labrador Sea Water. Part I: Large-scale Processes. - *J. Phys. Oceanography* **13**: 1764-1778
- CLIMAP (1976): The surface of the ice-age earth. - *Science* **191**: 1131-1137
- Cole, T.G. & Shaw, H.F. (1983): The nature and origin of authigenic smectites in some recent marine sediments. - *Clay Min.* **18**: 239-252
- Cooper, L.H.N. (1955): Deep water movements in the North Atlantic as a link between the climatic changes around Iceland and biological productivity of the English Channel and Celtic Sea. - *J. Mar. Res.* **14**: 347-362

- Corliss, J.B., Lyle, M. & Dymond, J. (1978): The chemistry of hydrothermal mounds near the Galapagos Rift. - *Earth Planet. Sci. Lett.* **40**: 12-24
- Cremer, M., Maillet, N. & Latouche, C. (1989): Analysis of sedimentary facies and clay mineralogy of the Neogene-Quaternary sediments in ODP Site 646, Labrador Sea. - *Proc. ODP, Sci. Res.* **105**: 71-81
- Cremer, M., Faugères, J.-C., Grousset, F. & Gonthier, E. (1993): Late Quaternary sediment flux on sedimentary drifts in the Northeast Atlantic. - *Sediment. Geol.* **82**: 89-101
- Dalrymple, R.W. & Maas, O. (1987): Clay mineralogy of late Cenozoic sediments in the CESAR cores, Alpha Ridge, central Arctic Ocean. - *Can. J. Earth Sci.* **24**: 1562-1569
- Dansgaard, W. & Oeschger, J.H. (1989): Past environmental long-term records from the Arctic. - In: Oeschger, J.H. & Langway, C.C. (Eds.): *The environmental record in glaciers and ice sheets*: 287-318. - New York: Wiley
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B. et al. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - *Nature* **364**: 218-220
- Darby, D.A. (1975): Kaolinite and other clay minerals in Arctic Ocean sediments. *J. Sed. Petrol.* **45**: 272-279
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. (1966): *An introduction to the rock-forming minerals*. 528 pp. - Harlow, Essex: Longman
- Dickson, R.R., Meincke, J., Malmberg, S.A. & Lee, A.J. (1988): The "great salinity anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. - *Prog. Oceanogr.* **20**: 103-151
- Dickson, R.R., Gmitrowicz, E.M. & Watson, A.J. (1990): Deep-water renewal in the northern North Atlantic. - *Nature* **344**: 848-850
- Dickson, R.R. & Brown, J. (1994): The production of North Atlantic deep water: Sources, rates, and pathways. - *J. Geophys. Res.* **99** (C6): 12,319-12,341
- Dietrich, G. (1967): "The International Overflow Expedition (I.C.E.S.) of the Iceland-Faeroe Ridge, May-June 1960, A review," *Rapp. Roc. Verb. Cons. Inst. Explor. Mer.* **157**: 268-274
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W. & Siedler, G. (1975): *Allgemeine Meereskunde*. 593 pp. - Berlin: Borntraeger
- Dooley & Meincke, J. (1981): Circulation and water masses in the Faroese Channels during Overflow '73. - *Dtsch. Hydrogr. Zeitschrift* **34**: 41-54
- Dowling, L.M. & McCave, I.N. (1993): Sedimentation on the Feni Drift and late Glacial bottom water production in the northern Rockall Trough. - *Sedimentary Geol.* **82**: 79-87
- Dunoyer de Segonzac, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagénèse. Passage au métamorphisme (Thesis Univ. Strasbourg) *Mém. Serv. Carte Géol. Alsace-Lorraine* **29**: 320 pp.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D. & Kallel, N. (1988): Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. - *Paleoceanogr.* **3**: 343-360

- Endler, R. & Lackschewitz, K.S. (Eds.) (1993): Cruise Report RV "SONNE" Cruise SO82 1992. - Meereswissenschaftl. Ber. Inst. für Ostseeforschung Warnemünde 5: 1- 61
- Esquevin, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur cristallinité. - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 3: 147-153
- Faugères, J.C., Mézerais, M.L. & Stov, D.A.V. (1993): Contourite drift types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean basins. - Sediment. Geol. 82: 189-203
- Fiore, S. (1993): The occurrence of smectite and illite in a pyroclastic deposit prior to weathering: implications on the genesis of 2:1 clay minerals in volcanic soils. - Appl. Clay Sci. 8, 249-259
- Froget, C. (1981): La sédimentation argileuse depuis l'Eocène sur le plateau Vøring et à son voisinage, d'après le Leg 38 DSDP (Mer de Norvège). - Sedimentology 28: 793-804
- Froget, C., Desprairies, A., Latouche, C. & Maillet, N. (1989): Paleoenvironmental significance of Cenozoic clay deposits from the Norwegian Sea: ODP Leg 104. - Proc. ODP, Sci. Results 104: 41-60
- Fronval, T., Jansen, E., Bloemendal, J. & Johnson, S. (1995): Stadial-interstadial cycles in the Norwegian Sea: Evidence for coherent changes in European and North American ice sheet on millennium timescales. - Nature 374: 443-446
- Füchtbauer, H. & Müller, G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine. 726 pp. - Stuttgart: Schweizerbart
- Gingele, F. (1992): Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. - Berichte Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Bremen 26: 202 pp.
- Gorbunova, Z.N. (1976): Clay-sized minerals from cores of the southeast Pacific Ocean, Deep Sea Drilling Project, Leg 35. - Init. Rep. DSDP 35: 479-488
- Gradusov, B.P. (1974): A tentative study of clay mineral distribution in soils of the world. - Geoderma 12: 49-55
- Griffin, J.J., Windom, H. & Goldberg, E.D. (1968): The distribution of clay minerals in the world oceans. - Deep-Sea Res. 15: 433-459
- Grousset, F., Latouche, C. & Parra, M. (1982): Late Quaternary sedimentation between the Gibbs Fracture Zone and the Greenland Basin: Mineralogical and geochemical data. - Mar. Geol. 47: 303-330
- Grousset, F.E. & Chesselet, R. (1986): The Holocene sedimentary regime in the northern Mid-Atlantic Ridge region. - Earth Planet. Sci. Lett. 78: 271-287
- Grousset, F.E., Labeyrie, L., Sinko, J.A., et al. (1993): Patterns of ice-rafted detritus in the glacial North Atlantic (40-55°N). - Paleoceanography 8: 175-192
- Haupt, B.J. (1995): Numerische Modellierung der Sedimentation im nördlichen Nordatlantik. - Berichte SFB 313, Univ. Kiel 54: 128 pp.

- Haupt, B.J., Schäfer-Neth, C., & Stattegger, K. (1995): Three-dimensional numerical modeling of Late Quaternary paleoceanography and sedimentation in the northern North Atlantic. - *Geol. Rundsch.* **84**: 137-150
- Heath, G.R. & Dymond, J. (1977): Genesis and transformation of metalliferous sediments from the East Pacific Rise, Bauer Deep, and Central Basin, northwest Nazca plate. - *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**: 723-733
- Hebbeln, D., Dokken, T., Andersen, E.S., Hald, M., & Elverhoi, A. (1994): Moisture supply for northern ice-sheet growth during the last glacial maximum. - *Nature* **370**: 357-360
- Heim, D. (1990): *Tone und Tonminerale*. 157 pp. - Stuttgart: Enke
- Hein, J.R. & Scholl, D.W. (1978): Diagenesis and distribution of late Cenozoic volcanic sediment in the southern Bering Sea. - *Geol. Soc. America Bull.* **89**: 197-210
- Heinrich, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years. - *Quatern. Res.* **29**: 142-152
- Heling, D., Schwarz, A., & Garbe-Schönberg, D. (1992): X-ray mineralogy and geochemical studies of sediments, Leg 125 Sites 781 through 784 and 786. - *Proc. ODP, Sci. Res.* **125**: 115-130
- Hodder, A.P.W., Naish, T.R. & Campbell, S.N. (1993): A two-stage model for the formation of smectite from detrital volcanic glass under shallow-marine conditions. - *Mar. Geol.* **109**: 279-285
- Hoffert, M. (1978): Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in transform fault "A" near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, FAMOUS area. - *Oceanol. Acta* **1**: 73-86
- Hollister, C.D. & Heezen, B.C. (1972): Geologic effects of ocean bottom currents. - In: Gordon, A.L. (Ed.): *Studies in physical oceanography - A tribute to Georg Wüst on his 80th birthday*. 2: 37-66 - New York: Gordon and Breach
- Holtedahl, H. (1981): Distribution and origin of surface sediments on the Norwegian continental margin between 62°N and 65°N, with some remarks on the late Quaternary litho- and biostratigraphy. - In: Saetre, J.H. & Mork, M. (Eds.): *The Norwegian Coastal Current: 768-792* - Univ. Bergen
- Honnorez, J. (1981): The aging of the oceanic crust at low temperatures. - In: Emiliani, C. (Ed.): *The oceanic lithosphere. The Sea* **7**: 525-587
- Horowitz, A. (1974): The geochemistry of sediments from the northern Reykjanes Ridge and the Iceland-Faroes Ridge. - *Mar. Geol.* **17**: 103-122
- Jóhannessyni, H. & Sæmundssyni, K. (1989): Geological map of Iceland. 1 : 500 000 - Bedrock Geology. - Museum of Natural History and Iceland Geodetic Survey.
- Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C.U., Jouzel, J., Stauffer, B. & Steffensen (1992): Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. - *Nature* **359**: 311-313
- Jones, G.A. & Keigwin, L.D. (1988): Evidence from Fram Strait (78°N) for early deglaciation. - *Nature* **336**: 56-59

- Jünger, B. (1994): Tiefenwassererneuerung in der Grönlandsee während der letzten 340.000 Jahre. - GEOMAR Report 35: 103 pp.
- Jung, S.J.A. (1996): Wassermassenaustausch zwischen NE-Atlantik und Nordmeer während der letzten 300 000/80 000 Jahre im Abbild stabiler O- und C-Isotope. - Berichte SFB 313, Univ. Kiel 61: 104 pp. + app.
- Keigwin, L.D. & Jones, G.A. (1989): Glacial-Holocene stratigraphy, chronology, and paleoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts. - Deep-Sea Res. 36: 845-867
- Keigwin, L.D. & Jones, G.A. (1994): Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate. - J. Geophys. Res. 99: 12,397-12,410
- Keigwin, L.D. & Jones, G.A. (1995): The marine record of deglaciation from the continental margin off Nova Scotia. - Paleocenogr. 10: 973-985
- Kellogg, T.B. (1977): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: The last 450,000 years. - Mar. Micropal. 2: 235-249
- Kellogg, T.B. (1980): Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: glacial-interglacial contrasts. - Boreas 9: 115-137
- Köhler, B. (1991): Eigenschaften und Genese von marinen authigenen Smektiten aus aktiven Hydrothermalgebieten. - Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel 47: 142 pp.
- Krauss, W. (1986): The North Atlantic Current. - J. Geophys. Res. 91(C4): 5061-5074
- Kreisel, K. (1995): Die Foraminiferen des mittelozeanischen Reykjanes-Rücken (59°N-60°N). - Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 1/2: 97-112
- Krumm, S. (1992): Illitkristallinität als Indikator schwacher Metamorphose. - Methodische Untersuchungen, regionale Anwendungen und Vergleiche mit anderen Parametern. - Erlanger Geol. Abh. 120: 1-75
- Kübler, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. - In: Etages Tectoniques, A la Baconnière, Neuchâtel, Suisse, 105-121
- Kuptsov, V.M. & Barteneva, L.I. (1988): Rate of late Quaternary sediment accumulation in the Reykjanes Rift at 58 °N. - Oceanology 28: 618-622
- Kuznetsov, A.P., Bogdanov, YU.A., Sagalevich, A.M., Sborshchikov, I.M., Al'Mukhamedov, A.M., Kuz'Min, M.I., Podrazhanskiy, A.M. & Gorlov, A.A. (1984): Some results of geological investigation of the Reykjanes Ridge from submersibles. - Oceanology 25: 77-82
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C. & Blanc, P.L. (1987): Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep water over the past 125,000 years. - Nature 327: 477-482
- Labeyrie, L.D., Juillet-Leclerc, A., Kallel, N. & Blanc, P.-L. (1991): Sea level and oceanic thermohaline circulation: Changes over a glacial/interglacial cycle. - In: Frenzel, B. (Ed.): Klimageschichtliche Probleme der letzten 130 000 Jahre. - Palöoklimaforschung 1: 197-214

- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C., Duprat, J., Juillet-Leclerc, A., Moyes, J., Michel, E., Kallel, N. & Shackleton, N.J. (1992): Changes in the vertical structure of the North Atlantic Ocean between glacial and modern times. - *Quart. Sci. Rev.* **11**: 401-413
- Lackschewitz, K.S. (1991): Sedimentationsprozesse am aktiven mittelozeanischen Kolbeinsey Rücken (nördlich von Island). - *GEOMAR Report 9*: 133 pp.
- Lackschewitz, K.S., Baumann, K.-H., Gehrke, B., Wallrabe-Adams, H.-J., Thiede, J., Bonani, G., Endler, R., Erlenkeuser, H. & Heinemeier, J. (in Druck ^{b)}): North Atlantic ice sheet fluctuations 10,000-70,000 yr ago as inferred from deposits on the Reykjanes Ridge southeast of Greenland. - *Quat. Res.* **49**: 171-182
- Lackschewitz, K.S., Endler, R., Gehrke, B., Wallrabe-Adams, H.-J. & Thiede, J. (1996 ^{a)}): Evidence for topography and current-controlled deposition on the Reykjanes Ridge between 59°N and 60°N. - *Deep-Sea Res.* **43**: 1683-1711
- Lackschewitz, K.S., Oehmig, R. & Wallrabe-Adams, H.-J. (1991): Der aktive mittelozeanische Rücken als Sedimentationsraum - Zusammensetzung und Dynamik der Sedimente am Kolbeinsey-Rücken (N'Island). - *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **11**: 1727-1738
- Lackschewitz, K.S. & Wallrabe-Adams, H.-J. (1991): Composition and origin of sediments on the mid-oceanic Kolbeinsey Ridge, north of Iceland. - *Mar. Geol.* **101**: 71-82
- Lackschewitz, K.S. & Wallrabe-Adams, H.-J. (1997): Composition and origin of volcanic ash zones in late Quaternary sediments from the Reykjanes Ridge: Evidence for ash fallout and ice-rafting. - *Mar. Geol.* **136**: 209-224
- Latouche, C. & Parra, M. (1979): La sédimentation au Quaternaire récent dans le "Northwest Atlantic mid-ocean canyon" - rapport des données minéralogiques et géochimiques. - *Mar. Geol.* **29**: 137-164
- Letzig, T. (1995): Meereistransportiertes lithogenes Feinmaterial in spätquartären Tiefseesedimenten des zentralen östlichen Arktischen Ozeans und der Framstraße. - *Berichte zur Polarforschung* **162**: 98 pp.
- Lonsdale, P.F. & Hollister, C.D. (1979): A near bottom traverse of Rockall Trough: hydrographic and geological inference. - *Oceanol. Acta* **2**: 91-105
- Lupton, J. & Edmond, J. (1990): The world ocean circulation experiment (WOCE) and ridge. - *Ridge Events* **1,1**: 12-13
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J. (1974): Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. - *Boreas* **3**: 110-127
- Manighetti, B. & McCave, I.N. (1995): Late glacial and Holocene paleocurrents around Rockall Bank, NE Atlantic Ocean. - *Paleocenogr.* **10**: 611-626
- Mantyla, A. & Reid, J.L. (1983): Abyssal characteristics of the world ocean waters. - *Deep-Sea Res.* **30A**: 805-833
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, D.M. & Shackleton, N.J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. - *Quat. Res.* **27**: 1-29

- Maslin, M.A., Shackleton, N.J. & Pflaumann, U. (1995): Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45,000 years: Heinrich events, deep water formation, and climate rebounds. - *Paleoceanogr.* **10**: 527-544
- McCartney, M.S. (1992): Recirculating components of the deep boundary current of the northern North Atlantic. - *Progr. Oceanography* **29**: 283-383
- McCave, I.N. (1975): Vertical flux of particles in the ocean. - *Deep-Sea Res.* **22**: 158-161
- McCave, I.N. & Tucholke, B.E. (1986): Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic. - *The Geology of North America, Vol. M, The Western Atlantic Region*: 451-468. - *The Geol. Soc. of America*
- McCave, I.N., Manighetti, B. & Beveridge, N.A.S. (1995a): Circulation in the glacial North Atlantic inferred from grain-size measurements. - *Nature* **374**: 149-152
- McCave, I.N., Manighetti, B. & Robinson, S.G. (1995b): Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for palaeocurrent speed and palaeoceanography. - *Paleoceanography* **10**: 593-610
- Meincke, J. (1983): The modern current regime across the Greenland-Scotland Ridge. - In: Bott, M. et al. (Eds.): *Structure and development of the Greenland-Scotland Ridge*: 637-650. - New York: Plenum
- Millot, G. (1970): *Geology of clays*. 425 pp. - Berlin etc.: Springer
- Molnia, B.F. (1983): Distal glacial-marine sedimentation: Abundance, composition, and distribution of North Atlantic Ocean Pleistocene ice-rafted sediment. In: Molnia, B.F.(Ed.): *Glacial-Marine sedimentation*. 844 pp. - New York: Plenum Press
- Moorby, S.A. & Cronan, D.S. (1983): The geochemistry of hydrothermal and pelagic sediments from the Galapagos hydrothermal mounds field, DSDP Leg 70. - *Mineral. Mag.* **47**: 291-300
- Moore, D.M. & Reynolds, R.C. Jr. (1989): *X-Ray Diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. 332 pp. - Oxford: Oxford Univ. Pr.
- Mottl, M.J. & Holland, H.D. (1978): Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - 1. Experimental results for major and minor components of seawater. - *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**: 1103-1115
- Müller, G. (1967): *Methods in sedimentary petrology*. - In: von Engelhardt, W., Füchtbauer, H. & Müller, G. (Eds.): *Sedimentary Petrology*, 1. 283 pp. - Stuttgart: Schweizerbart
- Müller, P.J. & Schneider, R. (1993): An automated leaching method for the determination of opal in sediments and particulate matter. - *Deep-Sea Res.* **40**: 425-444
- Nagel, N., Robert, C., Hillaire-Marcel, C. (1996): Clay mineral signature of the NW Atlantic boundary undercurrent. - *Mar. Geol.* **130**: 19-28
- Naidu, A.S., Han, M.W., Moratt, T.C. & Wajda, W. (1995): Clay minerals as indicators of sources of terrigenous sediments, their transportation and deposition in Bering Basin, Russian-Alaskan Arctic. - *Mar. Geol.* **127** : 87-104

- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. & Whitlow, S.I. (1995): Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. - *Science* **270**: 1962-1964
- Paillard, D. & Labeyrie L. (1994): Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events. - *Nature* **372**: 162-164
- Parham, W.E. (1966): Lateral variations of clay mineral assemblages in modern and ancient sediments. - *Proc. Internat. Clay Conf. 1966, Jerusalem, Israel*, **1**: 135-145
- Parra, M. (1982): North Atlantic sedimentation and paleohydrology during the late Quaternary - mineralogical and geochemical data. - *Oceanol. Acta* **5**: 241-248
- Parra, M., Delmont, P., Ferragne, A., Latouche, C., Pons, J.C. & Puechmaille, C. (1985): Origin and evolution of smectites in recent marine sediments of the NE Atlantic. - *Clay Min.* **20**: 335-346
- Pfirman, S., Wollenburg, I., Thiede, J. & Lange, M.A. (1989): Lithogenic sediment on Arctic pack ice: Potential aeolian influx and contribution to deep sea sediments. - In: Leinen, M. & Sarnthein, M. (Eds.): *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*: 463-503. - Dordrecht: Kluwer. NATO ASI Series C **282**
- Piper, D.J.W. & Slatt, R.M. (1977): Late Quaternary clay-mineral distribution on the eastern continental margin of Canada. - *Geol. Soc. Am. Bull.* **88**: 267-272
- Reid, J.L. (1994): On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: Flow patterns, tracers, and transports. - *Prog. Ocean.* **33**: 1-92
- Reynolds, R.C. (1980): Interstratified clay minerals. - In: Brindley, G.W. & Brown, G. (Eds.): *Crystal structure of clay minerals and their X-ray identification*: 249-303. - London: Mineralogical Soc.
- Righi, D. & Meunier, A. (1995): Origin of clays by rock weathering and soil formation. - In: Velde, B. (Ed.): *Origin and mineralogy of clays*: 43-161. - Berlin etc.: Springer
- Roadset, E. (1983): Tertiary (Miocene-Pliocene) interbasalt sediments, NW- and W-Iceland. - *Jökull* **33**: 39-56
- Robinson, P.T., Flower, M.F.J., Schmincke, H.-U. & Ohnmacht, W. (1977): Low temperature alteration of oceanic basalt. - *Init. Rep. DSDP* **37**: 775- 793
- Ruddiman, W.F. (1972): Sediment redistribution on the Reykjanes Ridge: seismic evidence. - *Geol. Soc. Am. Bull.* **83**: 2039-2062
- Ruddiman, W.F. & Bowles, F.A. (1976): Early interglacial bottom-current sedimentation on the eastern Reykjanes Ridge. - *Mar. Geol.* **21**: 191-210
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A., Niebler-Hunt, V. & Durazzi, J.T. (1980): Oceanic evidence for the mechanism of rapid northern hemisphere glaciation. - *Quat. Res.* **13**: 33-64
- Rudels, B. & Quadfasel, D. (1991): The Arctic Ocean component in the Greenland-Scotland overflow. *ICES C.M.* 1991/C: 30 pp.
- Rudenko, M.V. (1986): Geomorphology of the rift zone of the Reykjanes Ridge at 58° 30'N. - *Oceanology* **26**: 475-480

- Rutherford, G.K. & Debenham, P.L. (1981): The mineralogy of some silt and clay fractions from soils on the Faeroe Islands. - *Soil Sci.* **132**: 288-299
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. & Ganssen, G. (1994): Changes in the east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. - *Paleoceanogr.* **9**: 209-267
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnold, M., Duplessy, J.C., Erlenkeuser, H., Flatoy, A., Johannessen, G., Johannessen T., Sung, S., Koc, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U. & Schulz, H. (1995): Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years. - *Paleoceanogr.* **10**: 1063-1094
- Saunders, P.M. (1994): The flux of overflow water through the Charlie-Gibbs Fracture Zone. - *J. Geophys. Res.* **99 (C6)**: 12,343-12,355
- Schiener, E. J. (1976): Coal geology. - In: Escher, A. & Stuart Watt, W. (Eds.): *Geology of Greenland*: 507-516 - The Geological Survey of Greenland
- Schmincke, H.-U- (1981): Ash from vitric muds in deep sea cores from the Mariana Trough and fore arc regions (South Philippine Sea), DSDP Leg 60. - *Init. Rep. DSDP* **60**: 473-481
- Schulz, H. (1995): Meeresoberflächentemperaturen vor 10.000 Jahren - Auswirkungen des frühholozänen Insolationsmaximums. - *Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel* **73**: 156 pp.
- Schwertmann, U. (1962): Eigenschaften und Bildung aufweitbarer Dreischicht-Tonminerale in Böden und Sedimenten. - *Beitr. Miner. Petrogr.* **8**: 199-209
- Seyfried, W.G., Shanks, W.C. & Bishoff, J.L. (1976): Alteration and vein formation in Site 321 basalt. - *Init. Rep. DSDP* **34**: 385-392
- Shepard, F.P. (1954): Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. - *J. Sed. Petrol.* **24**: 151-158
- Shor, A.N., Lonsdale, P., Hollister, C.D. & Spencer, D. (1980): Charlie-Gibbs Fracture Zone: Bottom-water transport and its geological effects. - *Deep-Sea Res.* **27A**: 325-345
- Shor, A.N. & Poore, R.Z. (1979): Bottom currents and ice rafting in the North Atlantic. - *Init. Rep. DSDP* **49**: 859-872
- Singer, A. (1984): The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. - *Earth Sci. Rev.* **21**: 251-293
- Stoffers, P. & Müller, G. (1972): Clay mineralogy of Black Sea sediments. - *Sedimentology* **18**: 113-121
- Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (Eds.) (1984): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. 659 pp. - Oxford: Blackwell
- Stow, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. - In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*: 399-444. - Oxford: Blackwell

- Suquet, H., De la Calle, C. & Pezerat, H. (1975): Swelling and structural organisation of saponite. - *Clays Clay Miner.* **23**: 1-9
- Swift, J.H. & Aagaard, K. (1981): Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas. - *Deep-Sea Res.* **28**: 1107-1129
- Swift, J.H. (1984): The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic. - *Deep-Sea Res.* **31**: 1339-1355
- Talley, L.D. & McCartney, M.S. (1982): Distribution and circulation of Labrador Sea Water. - *J. Phys. Oceanography* **12**: 1189-1205
- Talwani, M., Windisch, C. & Langseth, M., Jr. (1971): Reykjanes Ridge crest: detailed geophysical study. - *J. Geophys. Res.* **76**: 473-517
- Thompson, G. (1983): Hydrothermal fluxes in the ocean. - In: Riley, J.P. & Chester, R. (Eds.): *Chemical oceanography*: 271-337
- Tómasson, J. & Kristmannsdóttir, H. (1972): High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. - *Contr. Mineral. Petrol.* **36**: 135-146
- Trauth, M.H. (1995): Bioturbate Signalverzerrung hochauflösender paläozeanographischer Zeitreihen. - *Berichte Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel* **74**: 167 pp.
- Tributh, T. (1974): Die Umwandlung von Dreischichtmineralen in Böden aus Löß. - *Mittlg. Dt. Bodenk. Ges.* **9**: 1049-1058
- Tucholke, B.E. & Fry, V.A. (1985): Basement structure and sediment distribution in northwest Atlantic Ocean. - *Amer. Ass. Petr. Geol. Bull.* **69**: 2077-2097
- Van Aken, H.M. & Eisma, D. (1987): The circulation between Iceland and Scotland derived from water mass analysis. - *Netherlands J. Sea Res.* **21**: 1-15
- Van Aken, H.M. & De Boer, C.J. (1995): On the synoptic hydrography of intermediate and deep water masses in the Iceland Basin. - *Deep-Sea Res.* **42,2**: 165-189
- Velde, B. (Ed.) (1995): *Origin and mineralogy of clays*. 334 pp. - Berlin etc.: Springer
- Vogelsang, E. (1990): Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope. - *Berichte SFB 313, Univ. Kiel* **23**: 136 pp.
- Vogt, P.R. (1986): Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments. - In: Hurdle, B.G. (Ed.): *The Nordic Seas*: 236-410. - Berlin etc.: Springer
- Wallrabe-Adams, H.-J. & Lackschewitz, K.S. (Eds.) (1993): *RV Professor Logachev Research Cruise 09 - Sediment distribution on the Reykjanes Ridge near 59°N.* - *GEOMAR Report* **23**: 35 pp. + app.
- Weaver, C.E. (1959): The clay petrology of sediments. - *Clays Clay Min.* **6**: 154-187
- Weaver, C.E. (1989): Clays, muds, and shales. - *Developments in Sedimentology* **44**: 1-819
- Weinelt, M. (1993): Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60.000 Jahre - Hinweise aus stabilen Isotopen. - *Berichte SFB 313, Univ. Kiel* **41**: 106 pp.

-
- Whitehouse, U.G., Jeffrey, L.M. & Debrecht, J.D. (1960): Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. - In: Swineford, A. (Ed.): Clays and clay minerals. Proc. Seventh Nat. Conf.: 1-79. - London: Pergamon
- Windom, H.L. (1976): Lithogenous material in marine sediments. - In: Riley, J.P. & Chester, R. (Eds.): Chemical Oceanography 5: 103-135
- Worthington, L.V. & Volkmann, G.H. (1965): The volume transport of the Norwegian Sea overflow water in the North Atlantic. - Deep-Sea Res. 12: 667-676
- Worthington, L.V. & Wright, W.R. (1970): North Atlantic Ocean Atlas of potential temperature and salinity in the deep water including temperature, salinity and oxygen profiles from the Erica Dan cruise of 1962. - Woods Hole Oceanographic Institution Atlas Series 2: 24 pp.

IX. Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

- Abb. 1 a: Topographische Übersicht des nördlichen Nordatlantik
Lage des Arbeitsgebietes ist durch Schraffierungen gekennzeichnet
- Abb. 1 b: Topographie des Reykjanes Rückens bei 59°N mit Kernstationen
'AVR' - aktive vulkanische Rücken (Wallrabe-Adams et al. 1993)
- Abb. 1 c: Schematisierte Oberflächenzirkulation im nördlichen Nordatlantik
(nach Dietrich et al. 1975)
NAC - (= North Atlantic Current/Nordatlantik Drift)
- Abb. 1 d: Schematisierte Tiefenwasserzirkulation im nördlichen Nordatlantik
(nach Dietrich 1967, Swift & Aargard 1980, Dooley & Meincke 1981,
Swift 1984, van Aken & Eisma 1987, Dickson et al. 1990)
ISOW (= Iceland Scotland-overflow water)
DSOW (= Denmark Street-overflow water)
LSW (= Labrador sea water)
- Abb. 2: Arbeitsschema zur Grunddaten-Ermittlung (Korngrößen-Trennung
und Bestimmung)
- Abb. 3: Röntgendiffraktogramm einer Äthylenglykol-gesättigten Probe
(Röntgenreflexe vgl. Tab. 2)
- Abb. 4: Kristallinität von Smektit (HHB/H) und Illit (HHB in $\delta^{\circ} 2 \text{ Theta}$)
einer Äthylenglykol-gesättigten Probe
- Abb. 5: Sauerstoff-Isotopenkurven ($\delta^{18}\text{O}$) von *Globigerina bulloides*
und AMS¹⁴C-Alter ausgewählter Sedimentproben
(Lackschewitz & Wallrabe-Adams, in Druck)
- Abb. 6: Sand/Silt/Ton-Verteilungen in den Oberflächensedimenten
(Nomenklatur nach Shepard 1954)
- Abb. 7: Räumliche Differenzierungen in den Korngrößenverteilungen der
Oberflächensedimente des Reykjanes Rückens
- Abb. 8: Sand:Ton-Verhältnisse in den Oberflächensedimenten des Reykjanes
Rückens errechnet aus den Gewichtsprozenten der Fraktionen
> 63 μm und < 2 μm
- Abb. 9: Smektit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des
Reykjanes Rückens (Fraktion < 2 μm) in relativen Flächenprozenten
- Abb. 10: Quarz:Plagioklas-Verhältnisse in den Oberflächensedimenten des
Reykjanes Rückens (Fraktion < 2 μm) aus relativen Peak-Intensitäten
- Abb. 11: Verteilung von Smektit- und Smektit-Wechselagerungs-Mineralen
in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens
(Fraktion < 2 μm)

-
- Abb. 12: Kristallinität der Smektit-Mineralen - räumliche Verteilung in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$)
HHB/H $< 0,005$ - 'gut' kristallin
HHB/H $> 0,005$ - 'schlecht' kristallin
- Abb. 13: Illit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) in relativen Flächenprozenten
- Abb. 14: Chlorit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) in relativen Flächenprozenten
- Abb. 15: Kaolinit-Konzentrationen in den Oberflächensedimenten des Reykjanes Rückens (Fraktion $< 2 \mu\text{m}$) in relativen Flächenprozenten
- Abb. 16: Variationen in den Ton-, Silt- und Sandverteilungen der Sedimente am Reykjanes Rücken während der letzten 70.000 y in Gewichtsprozent
- Abb. 17: Veränderungen der Ton:Silt-Verhältnisse in den Sedimenten des Reykjanes Rückens während der letzten 70.000 y errechnet aus den Gewichtsprozenten der Fraktionen $< 2 \mu\text{m}$ und $2-63 \mu\text{m}$
- Abb. 18 a/b: Variationen in der Tonmineral-Verteilung während der letzten 40.000 y in Sedimenten der SE-Flanke des Reykjanes Rückens (SO-4, LO-21) in relativen Flächenprozenten
- Abb. 18 c/d: Variationen in der Tonmineral-Verteilung während der letzten 70.000 y in Sedimenten der SE-Flanke (SO-7) und der NW-Flanke (LO-23) des Reykjanes Rückens in relativen Flächenprozenten
- Abb. 18 e /f: Variationen in der Tonmineral-Verteilung während der letzten 70.000 y in Sedimenten der NE-Flanke des Reykjanes Rückens (SO-5, SO-2) in relativen Flächenprozenten
- Abb. 19: Veränderungen der Smektit:Illit-Verhältnisse während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens, errechnet aus relativen Flächenprozenten
Pfeile kennzeichnen Korrelationen mit "Heinrich-Lagen"
- Abb. 20: Veränderungen der Quarz:Plagioklas-Verhältnisse während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens (aus relativen Peak-Intensitäten)
Pfeile kennzeichnen Korrelationen mit "Heinrich-Lagen"
- Abb. 21: Auftreten von Smektit-Mineralen ($> 16,7 \text{ \AA}$), Wechsellagerungs-Mineralen ($16,7-16,3 \text{ \AA}$) und Vermikuliten ($< 16,3 \text{ \AA}$) während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
Pfeile kennzeichnen Korrelationen mit "Heinrich-Lagen"
- Abb. 22: Veränderungen der Kristallinität der Smektit-Mineralen während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
HHB/H $< 0,005$ - 'gut kristalline' Smektit-Mineralen
HHB/H $> 0,005$ - 'schlecht kristalline' Smektit-Mineralen

-
- Abb. 23: Veränderungen der Illit-Kristallinität während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
HHB < 0,5 - gut kristalline Illite, HHB > 0,5 - schlecht kristalline Illite
- Abb. 24: Veränderungen der Esquevin-Indices ($5\text{\AA}/10\text{\AA}$ -Intensitäten) der Illite während der letzten 70.000 y in Sedimenten des Reykjanes Rückens
 $5\text{\AA}/10\text{\AA} > 0,5$ - gut kristalline, Al-betonte Illite
 $5\text{\AA}/10\text{\AA} < 0,4$ - schlecht kristalline, Mg-Fe-betonte Illite
- Abb. 25: Smektit:Illit-Verhältnisse in holozänen Sedimenten des Reykjanes Rückens (Daten aus 6 Sedimentkernen, errechnet aus relativen Flächenprozenten), Pfeile - signifikante Reduzierung der Smektit-Konzentrationen
- Abb. 26: Variationen der Smektit:Illit-Verhältnisse, Wechsellagerungs-Mineralie und IRD in Sedimenten des Reykjanes Rückens und ihre Korrelationen mit grönländischen Eiskerndaten (GRIP) (Dansgaard et al. 1993) und Abkühlungsphasen (Bond et al. 1993)
- Abb. 27: Schematische Übersicht über die Sedimentationsbedingungen am mittelozeanischen Reykjanes Rücken (59°N) (Nordatlantik)
a) Rezent
b) im Glazial (Schmelzwasser-Ereignis)
NAC - North Atlantic Current/Nordatlantik-Strom
ISOW - Island Scotland Overflow Water
NGS - Norwegisch-Grönländische See
- Tab. 1: Sedimentstationen, Geräte und Wassertiefen
- Tab. 2: Basalreflexe/Hauptinterferenzen (\AA) von Mineralen in der Tonfraktion nach Brindley & Brown (1980)
- Tab. 3: Basalreflexe (\AA) von Smektiten, Wechsellagerungs-Mineralen und Vermikuliten unter Äthylenglykol-Bedampfung (Magnesium als austauschbares Kation (nach Brindley (1966) und Suquet et al. (1975))
- Tab. 4: AMS¹⁴C-Alter von ausgewählten Sedimentproben incl. Reservoir-Korrekturen (400 Jahre) (Lackschewitz & Wallrabe-Adams, in Druck)



GEOMAR REPORTS

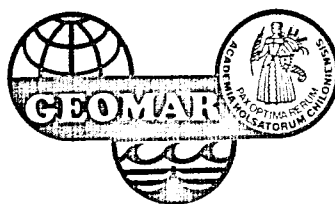
- 1 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. BERICHT FÜR DIE JAHRE 1987 UND 1988. 1989. 71 + 6 pp. In German
- 2 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1989. 1990. 96 pp. In German and English
- 3 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1990. 1991. 212 pp. In German and English
- 4 ROBERT F. SPIELHAGEN
DIE EISDRIFT IN DER FRAMSTRASSE WÄHREND DER LETZTEN 200.000 JAHRE. 1991. 133 pp.
In German with English summary
- 5 THOMAS C. W. WOLF
PALÄO-OZEANOGRAPHISCH-KLIMATISCHE ENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN NORDATLANTIKS SEIT DEM SPÄTEN NEOGEN (ODP LEGS 105 UND 104, DSDP LEG 81). 1991. 92 pp. In German with English summary
- 6 SEISMIC STUDIES OF LATERALLY HETEROGENEOUS STRUCTURES – INTERPRETATION AND MODELLING OF SEISMIC DATA. Ed. by ERNST R. FLUEH
Commission on Controlled Source Seismology (CCSS), Proceedings of the 8th Workshop Meeting, held at Kiel – Fellhorst (Germany), August 27-31, 1990. 1991. 359 pp. In English
- 7 JENS MATTHIESSEN
DINOFLAGELLATEN-ZYSTEN IM SPÄQUARTÄR DES EUROPÄISCHEN NORDMEERES: PALÖKOLOGIE UND PALÄO-OZEANOGRAPHIE. 1991. 104 pp. In German with English summary. Out of print
- 8 DIRK NÜRNBERG
HAUPT- UND SPURENELEMENTE IN FORAMINIFERENGHÄUSEN – HINWEISE AUF KLIMATISCHE UND OZEANOGRAPHISCHE ÄNDERUNGEN IM NÖRDLICHEN NORDATLANTIK WÄHREND DES SPÄTQUARTÄRS. 1991. 117 pp. In German with English summary. Out of print
- 9 KLAS S. LACKSCHEWITZ
SEDIMENTATIONSPROZESSE AM AKTIVEN MITTELOZEANISCHEN KOLBEINSEY RÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND). 1991. 133 pp. In German with English summary. Out of print
- 10 UWE PAGELS
SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN UND BESTIMMUNG DER KARBONATLÖSUNG IN SPÄTQUARTÄREN SEDIMENTEN DES ÖSTLICHEN ARKTISCHEN OZEANS. 1991. 106 pp.
In German with English summary
- 11 FS POSEIDON. EXPEDITION 175 (9.10.-1.11.1990)
175/1: OSTGRÖNLÄNDISCHER KONTINENTALRAND (65°N)
175/2: SEDIMENTATION AM KOLBEINSEYRÜCKEN (NÖRDLICH VON ISLAND).
Hrsg. von J. MIENERT und H.-J. WALLRABE-ADAMS. 1992. 56 pp. + app. In German with some English chapters
- 12 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1991. 1992. 152 pp. In German and English.
Out of print
- 13 SABINE E. I. KÖHLER
SPÄTQUARTÄRE PALÄO-OZEANOGRAPHISCHE ENTWICKLUNG DES NORDPOLARMEERES UND EUROPÄISCHEN NORDMEERES ANHAND VON SAUERSTOFF- UND KOHLENSTOFF-ISOTOPENVERHÄLTNISSEN DER PLANKTISCHEN FORAMINIFERE *Neoglobobulimina pachyderma* (sin.). 1992. 104 pp. In German with English summary
- 14 FS SONNE. FAHRTBERICHT SO78 PERUVENT: BALBOA, PANAMA - BALBOA, PANAMA, 28.2.1992-16.4.1992
Hrsg. von ERWIN SUESS. 1992. 120 pp. In German with some English chapters. Out of print
- 15 FOURTH INTERNATIONAL CONFERENCE ON PALEOCEANOGRAPHY (ICP IV): SHORT- AND LONG-TERM GLOBAL CHANGE: RECORDS AND MODELLING. 21-25 SEPTEMBER 1992, KIEL/GERMANY.
PROGRAM & ABSTRACTS. 1992. 351 pp. In English
- 16 MICHAELA KUBISCH
DIE EISDRIFT IM ARKTISCHEN OZEAN WÄHREND DER LETZTEN 250.000 JAHRE. 1992. 100 pp.
In German with English summary
- 17 PERSISCHER GOLF: UMWELTGEFÄHRDUNG, SCHADENSERKENNUNG, SCHADENSBEWERTUNG AM BEISPIEL DES MEERESBODENS; ERKENNEN EINER ÖKOSYSTEMVERÄNDERUNG NACH ÖLEINTRÄGEN. Schlußbericht zu den beiden BMFT-Forschungsvorhaben 03F0055 A + B. 1993. 108 pp. In German with English summary
- 18 TEKTONISCHE ENTWÄSSERUNG AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN / DEWATERING AT CONTINENTAL MARGINS. Hrsg. von/ed. by ERWIN SUESS. 1993. 196 + 32 + 68 + 16 + 22 + 38 + 4 + 19 pp.
Some chapters in English, some in German
- 19 THOMAS DICKMANN
DAS KONZEPT DER POLARISATIONSMETHODE UND SEINE ANWENDUNGEN AUF DAS SEISMISCHE VEKTORWELLENFELD IM WEITWINKELBEREICH. 1993. 121 pp. In German with English summary
- 20 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1992. 1993. 139 pp. In German and English

- 21 KAI UWE SCHMIDT
PALYNOMORPHE IM NEOGENEN NORDATLANTIK - HINWEISE ZUR PALÄO-OZEOGRAPHIE UND
PALÄOKLIMATOLOGIE. 1993. 104 + 7 + 41 pp. In German with English summary
- 22 UWE JÜRGEN GRÜTZMACHER
DIE VERÄNDERUNGEN DER PALÄOGEODIRAPHISCHEN VERBREITUNG VON *Bolboforma* - EIN BEITRAG ZUR
REKONSTRUKTION UND DEFINITION VON WASSERMASSEN IM TERTÄR. 1993. 104 pp.
In German with English summary
- 23 RV PROFESSOR LOGACHEV. Research Cruise 09 (August 30 - September 17, 1993): SEDIMENT DISTRIBUTION ON
THE REYKJANES RIDGE NEAR 59°N. Ed. by H.-J. WALLRABE-ADAMS & K.S. LACKSCHEWITZ. 1993. 66 + 30 pp.
In English
- 24 ANDREAS DETTMER
DIATOMEEN-TAPHOZÖNOSEN ALS ANZEIGER PALÄO-OZEOGRAPHISCHER ENTWICKLUNGEN IM
PLIOZÄN UND QUARTÄREN NORDATLANTIK. 1993. 113 + 10 + 25 pp. In German with English summary
- 25 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-
UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1993. 1994. 69 pp. In German and English
- 26 JÖRG BIALAS
SEISMISCHE MESSUNGEN UND WEITERE GEOPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN AM SÜD-SHETLAND
TRENCH UND IN DER BRANSFIELD STRASSE - ANTARKTISCHE HALBINSEL. 1994. 113 pp.
In German with English summary
- 27 JANET MARGARET SUMNER
THE TRANSPORT AND DEPOSITIONAL MECHANISM OF HIGH GRADE MIXED-MAGMA IGIMBRITE TL, GRAN
CANARIA: THE MORPHOLOGY OF A LAVA-LIKE FLOW. 1994. 224 pp. In English with German summary. Out of print
- 28 GEOMAR LITHOTHEK. Ed. by JÜRGEN MIENERT. 1994. 12 pp + app. In English. Out of print
- 29 FS SONNE. FAHRTBERICHT SO 97 KODIAK-VENT: KODIAK - DUTCH HARBOR - TOKYO - SINGAPUR, 27.7.-
19.9.1994. Hrsg. von ERWIN SUESS. 1994. Some chapters in English, some in German. Out of print
- 30 CRUISE REPORTS:
RV LIVONIA CRUISE 92, KIEL-KIEL, 21.8.-17.9.1992: GLORIA STUDIES OF THE EAST GREENLAND CONTINENTAL
MARGIN BETWEEN 70° AND 80°N
RV POSEIDON PO200/10, LISBON-BREST-BREMERHAVEN, 7.-23.8.1993: EUROPEAN NORTH ATLANTIC
MARGIN: SEDIMENT PATHWAYS, PROCESSES AND FLUXES
RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY, KIEL-TROMSÖ, 5.-25.7.1994: GAS HYDRATES ON THE NORTHERN
EUROPEAN CONTINENTAL MARGIN
Edited by JÜRGEN MIENERT. 1994. 186 pp.
In English; report of RV AKADEMIK ALEKSANDR KARPINSKIY cruise in English and Russian
- 31 MARTIN WEINELT
BECKENENTWICKLUNG DES NÖRDLICHEN WIKING-GRABENS IM KÄNOZOIKUM -
VERSENKUNGSGESCHICHTE, SEQUENZSTRATIGRAPHIE, SEDIMENTZUSAMMENSETZUNG. 1994. 85 pp.
In German with English summary
- 32 GEORG A. HEISS
CORAL REEFS IN THE RED SEA: GROWTH, PRODUCTION AND STABLE ISOTOPES. 1994. 141 pp.
In English with German summary
- 33 JENS A. HÖLEMANN
AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN
KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104). 1994. 78 pp.
In German with English summary
- 34 CHRISTIAN HASS
SEDIMENTOLOGISCHE UND MIKROPALÄONTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ZUR ENTWICKLUNG DES
SKAGERRAKS (NE NORDSEE) IM SPÄTHOLOZÄN. 1994. 115 pp. In German with English summary
- 35 BRITTA JÜNGER
TIEFENWASSERERNEUERUNG IN DER GRÖNLANDSEE WÄHREND DER LETZTEN 340.000 JAHRE / DEEP
WATER RENEWAL IN THE GREENLAND SEA DURING THE PAST 340,000 YEARS. 1994. 6 + 109 pp.
In German with English summary
- 36 JÖRG KUNERT
UNTERSUCHUNGEN ZU MASSEN- UND FLUIDTRANSPORT ANHAND DER BEARBEITUNG
REFLEXIONSSEISMISCHER DATEN AUS DER KODIAK-SUBDUKTIONSZONE, ALASKA. 1995. 129 pp.
In German with English summary
- 37 CHARLOTTE M. KRAWCZYK
DETACHMENT TECTONICS DURING CONTINENTAL RIFTING OFF THE WEST IBERIA MARGIN: SEISMIC
REFLECTION AND DRILLING CONSTRAINTS. 1995. 133 pp. In English with German summary
- 38 CHRISTINE CAROLINE NÜRNBERG
BARIUMFLUSS UND SEDIMENTATION IM SÜDLICHEN SÜDATLANTIK - HINWEISE AUF
PRODUKTIVITÄTSÄNDERUNGEN IM QUARTÄR. 1995. 6 + 108 pp. In German with English summary
- 39 JÜRGEN FRÜHN
TEKTONIK UND ENTWÄSSERUNG DES AKTIVEN KONTINENTALRANDES SÜDÖSTLICH DER KENAI-HALBINSEL,
ALASKA. 1995. 93 pp. In German with English summary
- 40 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-
UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1994. 1995. 125 pp. In German and English.
Out of print
- 41 FS SONNE. FAHRTBERICHT / CRUISE REPORT SO 103 CONDOR 1 B: VALPARAISO-VALPARAISO, 2-21.7.1995.
Hrsg. von ERNST R. FLUEH. 1995. 140 pp. Some chapters in German, some in English

- 42 RV PROFESSOR BOGOROV CRUISE 37: CRUISE REPORT "POSETIV": VLADIVOSTOK-VLADIVOSTOK, September 23 - October 22, 1994. Edited by CHRISTOPH GAEDICKE, BORIS BARANOV, and EVGENY LELIKOV. 1995. 49 + 33 pp. In English
- 43 CHRISTOPH GAEDICKE
DEFORMATION VON SEDIMENTEN IM NANKAI-AKKRETIONSKEIL, JAPAN. BILANZIERUNG TEKTONISCHER VORGÄNGE ANHAND VON SEISMISCHEN PROFILEN UND ERGEBNISSEN DER ODP-BOHRUNG 808. II + 89 pp. In German with English summary
- 44 MARTIN ANTONOW
SEDIMENTATIONSMUSTER UM DEN VESTERIS SEAMOUNT (ZENTRALE GRÖNLANDSEE) IN DEN LETZTEN 250.000 JAHREN. 1995. 121 pp. In German with English summary
- 45 INTERNATIONAL CONGRESS: CORING FOR GLOBAL CHANGE - ICGC '95. KIEL, 28 - 30 June, 1995. Edited by JÜRGEN MIENERT and GEROLD WEFER. 1996. 83 pp. In English
- 46 JENS GRÜTZNER
ZUR PHYSIKALISCHEN ENTWICKLUNG VON DIAGENETISCHEN HORIZONTEN IN DEN SEDIMENTBECKEN DES ATLANTIKS. 1995. 96 pp. In German with English summary
- 47 INGO A. PECHER
SEISMIC STUDIES OF BOTTOM SIMULATING REFLECTORS AT THE CONVERGENT MARGINS OFFSHORE PERU AND COSTA RICA. 1996. 159 pp. In English with German summary
- 48 XIN SU
DEVELOPMENT OF LATE TERTIARY AND QUATERNARY COCCOLITH ASSEMBLAGES IN THE NORTHEAST ATLANTIC. 1996. 120 pp. + 7 pl. In English with German summary
- 49 FS SONNE - FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO108 ORWELL: SAN FRANCISCO - ASTORIA, 14.4. - 23.5.1996 Edited by ERNST R. FLUEH and MICHAEL A. FISHER. 1996. 252 pp. + app. In English with German summary
- 50 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1995. 1996. 93 pp. In German and English
- 51 THOMAS FUNCK
STRUCTURE OF THE VOLCANIC APRON NORTH OF GRAN CANARIA DEDUCED FROM REFLECTION SEISMIC, BATHYMETRIC AND BOREHOLE DATA. 1996.VI, 144 pp. In English with German summary
- 52 PETER BRUNS
GEOCHEMISCHE UND SEDIMENTOLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN ÜBER DAS SEDIMENTATIONSVERHALTEN IM BEREICH BIOSTRATIGRAPHISCHER DISKONTINUITÄTEN IM NEOGEN DES NORDATLANTIK, ODP LEG 104, SITES 642B UND 643A. 1996. V, 73 pp. In German with English summary
- 53 CHRISTIANE C. WAGNER
COLD SEEPS AN KONVERGENTEN PLATTENRÄNDERN VOR OREGON UND PERU: BIOGEOCHEMISCHE BESTANDSAUFNAHME. 1996. 108, XXXVI pp. In German with English summary
- 54 FRAUKE KLINGELHÖFER
MODEL CALCULATIONS ON THE SPREADING OF SUBMARINE LAVA FLOWS. 1996. 98 pp. In English with German summary
- 55 HANS-JÜRGEN HOFFMANN
OBJEKTORIENTIERTE ANALYSE UND MIGRATION DIFFRAKTIERTER WELLENFELDER UNTER VERWENDUNG DER STRAHLENMETHODE UND DER EDGE-WAVE-THEORIE. 1996. XXI, 153 pp. In German with English summary
- 56 DIRK KLÄSCHEN
STRAHLENSEISMISCHE MODELLIERUNG UNTER BERÜCKSICHTIGUNG VON MEHRFACHDIFFRAKTIONEN MIT HILFE DER EDGE-WAVES: THEORIE UND ANWENDUNGSBEISPIELE 1996. X, 159 pp. In German with English summary
- 57 NICOLE BIEBOW
DINOFLAGELLATENZYSTEN ALS INDIKATOREN DER SPÄT- UND POSTGLAZIALEN ENTWICKLUNG DES AUFTRIEBSGESCHEHENS VOR PERU. 1996. IV, 100, 17, 14 (7 pl.) pp. In German with English summary
- 58 RV SONNE. CRUISE REPORT SO109: HYDROTRACE ASTORIA-VICTORIA-ASTORIA-VICTORIA. MAY 23 - JULY 8, 1996. Ed. by PETER HERZIG, ERWIN SUESS, and PETER LINKE. 1997. 249 pp. In English
- 59 RV SONNE. CRUISE REPORT SO110: SO - RO (SONNE - ROPOS). VICTORIA-KODIAK-VICTORIA. JULY 9 - AUGUST 19, 1996. Ed. by ERWIN SUESS and GERHARD BOHRMANN. 1997. 181 pp. In English
- 60 RV AKADEMIK M. A. LAVRENTYEV CRUISE 27. CRUISE REPORT: GREGORY. VLADIVOSTOK-PUSAN-OKHOTSK SEA-PUSAN-VLADIVOSTOK. SEPTEMBER 7 - OCTOBER 12, 1996. Ed. by DIRK NÜRNBERG, BORIS BARANOV, and BORIS KARP. 1997. 143 pp. In English
- 61 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT / ANNUAL REPORT 1996. 1997. 169 pp. In German and English
- 62 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO123: MAMUT (MAKRAN MURRAY TRAVERSE - GEOPHYSIK PLATTENTEKTONISCHER EXTREMFÄLLE). Maskat - Maskat, 07.09 - 03.10.1997. Ed. by ERNST R. FLUEH, NINA KUKOWSKI, and CHRISTIAN REICHERT. 1997. 292 pp. In English with German summary
- 63 RAINER ZAHN
NORTH ATLANTIC THERMOHALINE CIRCULATION DURING THE LAST GLACIAL PERIOD: EVIDENCE FOR COUPLING BETWEEN MELTWATER EVENTS AND CONVECTIVE INSTABILITY. 1997. 133 pp. In English
- 64 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO112 HIRESBAT (HIGH RESOLUTION BATHYMETRY). Victoria, B.C., Canada - Apra Harbor, Guam. 17.09 - 08.10.1996. Hrsg. von WILHELM WEINREBE. 1997. 90 pp. Some chapters in German, some in English

- 65 NIELS NØRGAARD-PEDERSEN
LATE QUATERNARY ARCTIC OCEAN SEDIMENT RECORDS: SURFACE OCEAN CONDITIONS AND
PROVENANCE OF ICE-RAFTED DEBRIS. 1997. 115 pp. In English with German summary
- 66 THOMAS NÄHR
AUTHIGENER KLINOPTILOLITH IN MARINEN SEDIMENTEN - MINERALCHEMIE, GENESE UND MÖGLICHE
ANWENDUNG ALS GEOTHERMOMETER. 1997. 119, 43 pp. In German with English summary
- 67 MATTIAS KREUTZ
STOFFTRANSPORT DURCH DIE BODENGRENZSCHICHT: REGIONALISIERUNG UND BILANZIERUNG FÜR DEN
NORDATLANTIK UND DAS EUROPÄISCHE NORDMEER. 1998. IV, 166 pp. In German with English summary
- 68 AMIT GULATI
BENTHIC PRIMARY PRODUCTION IN TWO DIFFERENT SEDIMENT TYPES OF THE KIEL FJORD (WESTERN
BALTIC SEA). 1998. 139 pp. In English with German summary
- 69 RÜDIGER SCHACHT
DIE SPÄT- UND POSTGLAZIALE ENTWICKLUNG DER WOOD- UND LIEDEFJORDREGION
NORDSPITZBERGENS. 1999. 187 pp. In German with English summary
- 70 GEOMAR FORSCHUNGSZENTRUM FÜR MARINE GEOWISSENSCHAFTEN DER CHRISTIAN-ALBRECHTS-
UNIVERSITÄT ZU KIEL. JAHRESBERICHT/ANNUAL REPORT 1997. 1998. 155 pp. In German and English
- 71 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO118 BIGSET (BIOGEOCHEMICAL TRANSPORT OF MATTER
AND ENERGY IN THE DEEP SEA). MUSCAT (OMAN) - MUSCAT (OMAN). 31.03.-11.05.1997. Ed. by OLAF
PFANNKUCHE and CHRISTINE UTECHT. 1998. 188 pp. In English
- 72 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO131 SINUS (SEISMIC INVESTIGATIONS AT THE NINETY EAST
RIDGE OBSERVATORY USING SONNE AND JOIDES RESOLUTION DURING ODP LEG 179). KARACHI -
SINGAPORE. 04.05-16.06.1998. Ed. by ERNST R. FLUEH and CHRISTIAN REICHERT. 1998. 337 pp. In English
- 73 THOMAS RICHTER
SEDIMENTARY FLUXES AT THE MID-ATLANTIC RIDGE: SEDIMENT SOURCES, ACCUMULATION RATES, AND
GEOCHEMICAL CHARACTERISATION. 1998. IV, 173 + 29 pp. In English with German summary
- 74 BARBARA MARIA SPRINGER
MODIFIKATION DES BODENNAHEN STRÖMUNGSREGIMES UND DIE DEPOSITION VON SUSPENDIERTEM
MATERIAL DURCH MAKROFAUNA. 1999. 112 pp. In German
- 75 SABINE JÄHMLICH
UNTERSUCHUNGEN ZUR PARTIKELDYNAMIK IN DER BODENGRENZSCHICHT DER MECKLENBURGER
BUCHT. 1999. 139 pp. In German
- 76 WOLFRAM W. BRENNER
GRUNDLAGEN UND ANWENDUNGSMÖGLICHKEITEN DER MIKRO-ABSORPTIONSPHOTOMETRIE FÜR
ORGANISCH-WANDIGE MIKROFOSSILIEN. 1999. 141 pp. In German with English summary
- 77 SUSAN KINSEY
TERTIARY BENTHIC FORAMINIFERAL BIOSTRATIGRAPHY AND PALAEOECOLOGY OF THE HALTEN TERRACE,
NORWAY. 1999. VI, 150 pp. In English with German summary
- 78 HEIDI DOOSE
REKONSTRUKTION HYDROGRAPHISCHER VERHÄLTNISSE IM CALIFORNIENSTROM UND IM
EUROPÄISCHEN MITTELMEER ZUR BILDUNGSZEIT ORGANISCH KOHLENSTOFFREICHER SEDIMENTE. 1999.
IV, 132 pp. + app. In German with English summary
- 79 CLAUDIA WILLAMOWSKI
VERTEILUNGSMUSTER VON SPURENMETALLEN IM GLAZIALEN NORDATLANTIK: REKONSTRUKTION DER
NÄHRSTOFFBILANZ ANHAND VON CADMIUMKONZENTRATIONEN IN KALKSCHALIGEN FORAMINIFEREN.
1999. 86, XXI pp. In German with English summary
- 80 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO129. BIGSET (BIOGEOCHEMICAL TRANSPORT OF MATTER
AND ENERGY IN THE DEEP SEA). PORT SULTAN QUABOOS - DUBAI. JANUARY 30 - MARCH 9, 1998.
Ed. by OLAF PFANNKUCHE and CHRISTINE UTECHT. 1999. 107 pp. In English
- 81 FS SONNE. FAHRTBERICHT/CRUISE REPORT SO138. GINCO-2 (GEOSCIENTIFIC INVESTIGATIONS ON THE
ACTIVE CONVERGENCE ZONE BETWEEN THE EAST EURASIAN AND AUSTRALIAN PLATES ALONG INDONESIA).
JAKARTA - JAKARTA. 29.12.1998 - 28.01.1999. Ed. by ERNST R. FLUEH, BERND SCHRECKENBERGER, and JÖRG
BIALAS. 1999. 333 pp. In English
- 82 CRUISE REPORTS: KOMEX I and II (KURILE OKHOTSK SEA MARINE EXPERIMENT)
RV PROFESSOR GAGARINSKY CRUISE 22
RV AKADEMIK M. A. LAVRENTYEV CRUISE 28
VLADIVOSTOK - PUSAN - OKHOTSK SEA - PUSAN - VLADIVOSTOK. 7 JULY - 12 SEPTEMBER 1998.
Ed. by NICOLE BIEBOW and EDNA HÜTTEN. 1999. 188, 89 pp. In English
- 83 GREGOR REHDER
QUELLEN UND SENKEN MARINEN METHANS ZWISCHEN SCHELF UND OFFENEM OZEAN. REGIONALE
VARIABILITÄT UND STEUERENDE PARAMETER DER METHANVERTEILUNG UND DER AUSTAUSCH MIT DER
ATMOSPÄRE. 1999. 161, 20 pp. In German with English summary
- 84 SVEN-OLIVER FRANZ
PLIOZÄNE ZEITREIHEN ZUR REKONSTRUKTION DER TIEFENWASSERZIRKULATION UND DER
SILIZIKLASTISCHEN AMAZONASFRACHT IM ÄQUATORIALEN WESTATLANTIK
(CEARA SCHWELLE, ODP LEG 154). 1999. 183 pp. In German with English summary
- 85 SYLKE HLAWATSCH
Mn-Fe-AKKUMULATE ALS INDIKATOR FÜR SCHAD- UND NÄHRSTOFFFLÜSSE IN DER WESTLICHEN OSTSEE.
In prep. 132 pp. In German with English summary

BETTINA GEHRKE
ZUSAMMENSETZUNG UND VERTEILUNG DER LITHOGENEN FEINFRAKTION IN SPÄTQUARTÄREN
SEDIMENTEN DES MITTELATLANTISCHEN REYKJANES RÜCKENS (59°N) - TONMINERALE ALS INDIKATOREN
FÜR LIEFERGEBIETE, TRANSPORTMECHANISMEN UND ABLAGERUNGSPROZESSE. 1999. 102 pp.
In German with English summary



Das Signet von GEOMAR kennzeichnet:

- Tätigkeitsfeld: Die Weltmeere
- Untersuchungsobjekt: Der Meeresboden, seine Dynamik und als Tagebuch der Erdgeschichte
- Organisation: Die Einbindung der Stiftung GEOMAR in die Christian-Albrechts-Universität zu Kiel

The GEOMAR logo portrays:

- Area of research: The global ocean
- Object of research: The seafloor, its dynamics and as record of Earth's history
- Organisation: The connection between the GEOMAR Foundation and the Christian Albrechts University, Kiel

GEOMAR

Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
Wischhofstr. 1 - 3
24148 Kiel
Telefon 0431 / 600-0

Fax 0431 / 600-2922 (Abt. Marine Geodynamik)
600-2924 (Abt. Vulkanologie und Petrologie)
600-2925 (Abt. Paläo-Ozeanologie)
600-2928 (Abt. Marine Umweltgeologie)
600-2900 (Verwaltung)

GEOMAR

Research Center
for Marine Geosciences
Wischhofstr. 1 - 3
D-24148 Kiel / Germany
Phone +49 / 431 / 600-0

Fax +49 / 431 / 600-2922 (Dept. Marine Geodynamics)
+49 / 431 / 600-2924 (Dept. Volcanology and Petrology)
+49 / 431 / 600-2925 (Dept. Paleooceanology)
+49 / 431 / 600-2928 (Dept. Marine Environmental
Geology)
+49 / 431 / 600-2900 (Administration)